

ΑΝΘΥΜΙΔΗΣ ΜΑΡΙΟΣ

Γεωλόγος Μ.Sc. Γεωφυσικός

ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΕΠΙΔΡΑΣΗΣ ΤΩΝ ΤΟΠΙΚΩΝ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΚΙΝΗΣΗ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΜΙΚΡΟΘΟΡΥΒΟΥ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2020

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης





ANTHYMIDIS MARIOS

Geologist M.Sc. Geophysicist

A CONTRIBUTION TO THE STUDY OF SITE EFFECTS ON SEISMIC MOTION WITH THE USAGE OF AMBIENT NOISE DATA AND SEISMIC RECORDINGS

DISSERTATION THESIS

THESSALONIKI 2020

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης





ΑΝΘΥΜΙΔΗΣ ΜΑΡΙΟΣ Γεωλόγος Μ.Sc. Γεωφυσικός

ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΕΠΙΔΡΑΣΗΣ ΤΩΝ ΤΟΠΙΚΩΝ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΚΙΝΗΣΗ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΜΙΚΡΟΘΟΡΥΒΟΥ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ

Εκπονήθηκε στον Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ. Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ. τον Μάιο του 2020

Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης: 25/05/2020

Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής Επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας Ν°: 208

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Παπαζάχος Κωνσταντίνος (Επιβλέπων), Καθηγητής ΑΠΘ Θεοδουλίδης Νικόλαος, Διευθυντής Ερευνών (Ερευνητής Α') ΙΤΣΑΚ-ΟΑΣΠ Σαββαΐδης Αλέξανδρος, Κύριος Ερευνητής (Ερευνητής Β') ΙΤΣΑΚ-ΟΑΣΠ

<u>Εξεταστική Επιτροπή</u>

Παπαζάχος Κωνσταντίνος, Καθηγητής ΑΠΘ Θεοδουλίδης Νικόλαος, Διευθυντής Ερευνών (Ερευνητής Α΄) ΙΤΣΑΚ-ΟΑΣΠ Σαββαΐδης Αλέξανδρος, Κύριος Ερευνητής (Ερευνητής Β΄) ΙΤΣΑΚ-ΟΑΣΠ Χατζηδημητρίου Παναγιώτης, Καθηγητής ΑΠΘ Καραστάθης Βασίλειος, Διευθυντής Ερευνών Γεωδ. Ινστ. του Εθν. Αστ. Αθηνών Σώκος Ευθύμιος, Αναπληρωτής Καθηγητής Πανεπιστημίου Πατρών Πελέκης Παναγιώτης, Επίκουρος Καθηγητής Πανεπιστημίου Πατρών © Ανθυμίδης Μ. Μάριος, Γεωλόγος, Μ.Sc. Γεωφυσικός, 2020 Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΕΠΙΔΡΑΣΗΣ ΤΩΝ ΤΟΠΙΚΩΝ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΚΙΝΗΣΗ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΜΙΚΡΟΘΟΡΥΒΟΥ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ.- Διδακτορική Διατριβή

© Anthymidis M. Marios, Geologist, M.Sc. Geophysicist, 2020 All rights reserved.

A CONTRIBUTION TO THE STUDY OF SITE EFFECTS ON SEISMIC MOTION WITH THE USAGE OF AMBIENT NOISE DATA AND SEISMIC RECORDINGS. – *Ph.D. Thesis*

Citation:

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ανθυμίδης Μ. Μ., 2020. – Συμβολή στη μελέτη της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση με τη χρήση δεδομένων μικροθορύβου και σεισμικών καταγραφών. Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής Επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας Νο 208, 328 σελ.

Anthymidis M. M., 2020. – A contribution to the study of site effects on seismic motion with the usage of ambient noise data and seismic recordings. Ph.D. Thesis, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, Annex Number of Scientific Annals of the School of Geology No 208, 328 pp.

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.



Στην Αριάδνη και στον Ορφέα





Πρόλογος	V
Κεφάλαιο 1º: Εισαγωγή	1
1.1 Εδαφικός Θόρυβος	10
1.1.1 Πηγές εδαφικού θορύβου	10
1.1.2 Φύση του εδαφικού θορύβου	13
1.2 Εφαρμογές των Μεθόδων Εδαφικού Θορύβου	14
1.2.1 Εφαρμογές των μεθόδων εδαφικού θορύβου σε παγκόσμια κλίμακα	15
1.2.2 Εφαρμογές των μεθόδων εδαφικού θορύβου στον Ελληνικό χώρο	
1.3 Περιοχή Μελέτης	35
1.3.1 Γεωλογία	
1.3.2 Σεισμοτεκτονικό καθεστώς	
1.3.3 Διαθέσιμα γεωφυσικά και γεωτεχνικά δεδομένα	
Κεφάλαιο 2º: Αντίστροφα Προβλήματα	
2.1 Αντίστροφα Γραμμικά και Μη Γραμμικά Προβλήματα	59
2.2 Επίλυση του Αντίστροφου Προβλήματος	69
2.2.1 Ανάλυση σφαλμάτων	76
2.3 Σταθεροποίηση της Λύσης των Αντίστροφων Προβλημάτων	80
Κεφάλαιο 3°: Εφαρμογή της Μεθόδου Τομογραφίας Εδαφικού Θορύβου του Υπ με τη Χρήση Ειδικών Δικτύων Σεισμομέτρων στην Περιοχή Μελέτης	ιεδάφους 87
3.1 Εγκατάσταση Ειδικών Δικτύων Σεισμομέτρων	
3.2 Κατασκευή Τομογραφικού Πλέγματος	97
3.3 Συλλογή Δεδομένων Εδαφικού Θορύβου	102
3.4 Επεξεργασία των Δεδομένων Εδαφικού Θορύβου	105
3.4.1 Διασυσχέτιση καταγραφών εδαφικού θορύβου	
3.4.2 Υπολογισμός του λόγου του σήματος προς θόρυβο	115
3.4.3 Ανάλυση πολλαπλών φίλτρων	116
3.4.4 Εξαγωγή καμπύλων σκέδασης της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων	
3.4.5 Υπολογισμός της ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh από καταγραφέ	ς εδαφικού

Περιεχόμενα οθήκη	
"ΘΕΟ ΠΡΑΣΤΟΣ"	124
3.4.6 Υπολογισμός των φασματικών λόγων της οριζόντιας προς την κατακόρυφη ο καταγραφών εδαφικού θορύβου	νυνιστώσα των 129
Κεφάλαιο 4º: Τομογραφική Αντιστροφή Χρόνων Διαδρομής Επιφανειακά Rayleigh στην Περιοχή Μελέτης	ν Κυμάτων 137
4.1 Υπολογισμός των Χρόνων Διαδρομής των Επιφανειακών Κυμάτων Rayleigh	140
4.2 Προκαταρκτικό Μοντέλο Μεταβολής της Ταχύτητας Ομάδας με τη Συχνότητα	147
4.3 Τομογραφία Χρόνων Διαδρομής Επιφανειακών Κυμάτων	149
4.4 Χάρτες Χωρικής Κατανομής Αποτελεσμάτων Τομογραφικής Αντιστροφής Χρόνα Επιφανειακών Κυμάτων	ον Διαδρομής 162
4.5 Κριτήρια Αποκοπής	168
4.6 Τοπικές Καμπύλες Σκέδασης Επιφανειακών Κυμάτων	171
5.1 Μονοδιάστατη (1D) Αντιστροφή Δεδομένων	
Υπεδάφους στην Περιοχή Μελέτης	
5.11Π acquist completing the vector graph is solution	
5.1.2 Χώρος μαραμέτρων	182
5.1.3 Δειγματοληψία του χώρου παραμέτρων και κατασκευή θεωρητικών γεωφυσικών μ του υπεδάφους	οντέλων δομής 185
5.1.4 Παραγωγή θεωρητικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας επιφανειακών κυ	μἀτων <i>Rayleigh</i> 187
5.1.5 Υπολογισμός της συνάρτησης σφάλματος	
5.1.6 Αναζήτηση της βέλτιστης λύσης του αντίστροφου προβλήματος προσδιορισμού τ δομής του υπεδάφους	ης γεωφυσικής 192
5.2 Αλγόριθμος Γειτνίασης	194
5.3 Ανεξάρτητη 1D Αντιστροφή Τοπικών Καμπύλων Σκέδασης της Ταχύτητας Επιφανειακών Κυμάτων <i>Rayleigh</i> στην Περιοχή Μελέτης	Ομάδας των 202
5.3.1 1D εδαφικά προφίλ της Vs σε επιλεγμένους κόμβους του τομογραφικού πλέγματος	
5.3.2 Χωρική κατανομή του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής και γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους	κατασκευή 3D 224
5.3.3 Τομές του γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους κατά μήκος επιλεγμένων διε	υθύνσεων 230
5.4 Συνδυαστική 1D Αντιστροφή Τοπικών Καμπύλων Σκέδασης Επιφανειακών Κυμ	ἁτων Rayleigh
με Καμπύλες Ελλειπτικότητας & HVSR στην Περιοχή Μελέτης	233

541 ID εδαφικά προφίλ της Vs σε επιλεγμένους κόμβους του τομογραφικού Πλέγματος 240 54.2 Χορική κατανομή του βάθους των επιφανετών ασυνέχετας της εδαφικής δομής και κατασκευή 3D reoportsoo μοντέλου δομής του υπεδάφους 246 54.3 Τομές του γεωφοσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους κατά μήκος επιλεγμένων διευθύνσεων 252 5.5 Σύγκριση των Αποτελεσμάτων της Ανεξάρτητης και της Συνδυαστικής 1D Αντιστροφής Δεδομένων 254 5.6 Προτεινόμενο Τριοδιάστατο (3D) Γεωφυσικό Μοντέλο Δομής του Υπεδάφους για την Περιοχή Μελέτης 259 Κεφάλαιο 6°: Αξιολόγηση του Προτεινόμενου 3D Γεωφυσικού Μοντέλου Δομής κατ 259 Κεφάλαιο 6°: Αξιολόγηση του Προτεινόμενου 3D Γεωφυσικού Μοντέλου Δομής κατ 259 Κεφάλαιο 6°: Αξιολόγηση του Προτεινόμενου 3D Γεωφυσικού Μοντέλου Δομής κατ 260 5.1 Συγκρισεις Πειραματικών Δεδομένων με Συνθετικά Αποτελέσματα του Προτεινόμενου 3D Γεωφυσικού Μοντέλου Δομής 271 6.2 Συγκρίσεις με Αποτελέσματα Μετρήσεων Down-Hole μέσα σε Γεωτρήσεις 283 6.3 Σύγκριση με Αποτελέσματα Μετρήσεων Εδαφικού Θορύβου Μονού Σταθμού Κατά Μήκος Τομής ΒΑ-ΝΑ Διεύθυνσης 289 6.5 Συγκρίσεις με Αποτελέσματα Εφαρμογής της Μεθόδου της Τομογραφίας Ηλεκτρικής Αντίστασης (Ε <i>Κ</i> Τ) 289 6.5 Συγκρίσει με Αποτελέσματα Εφαρμογής της Μεθόδου της Τομογραφίας Ηλεκτρικής Αντίστασης (Ε <i>Κ</i> Τ) 289 6.5 Συγκρίση με το 3D Γεωτεχνικό Μοντέλο του Υπεδάφους των Απαstasiadis et al. (2001) 293 6.7 Συμπεράσματα <th></th>	
54.2 Χωρική κατανομή του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής και κατασκευή 3D 246 5.4.3 Τομές του γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους κατά μήκος επιλεγμένων διευθύνσεων 252 5.5 Σύγκριση των Αποτελεσμάτων της Ανεξάρτητης και της Συνδυαστικής 1D Αντιστροφής Δεδομένων	5.4.1 1D εδαφικά προφίλ της Vs σε επιλεγμένους κόμβους του τομογραφικού πλέγματος
 5.4.3 Τομές του γεωφυοικού μοντέλου δομής του υπεδάφους κατά μήκος επιλεγμένων διευθύνσεων 252 5.5 Σύγκριση των Αποτελεσμάτων της Ανεξάρτητης και της Συνδυαστικής 1D Αντιστροφής Δεδομένων	5.4.2 Χωρική κατανομή του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής και κατασκευή 3D γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους
 5.5 Σύγκριση των Αποτελεσμάτων της Ανεξάρτητης και της Συνδυαστικής 1D Αντιστροφής Δεδομένων	5.4.3 Τομές του γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους κατά μήκος επιλεγμένων διευθύνσεων 252
5.6 Προτεινόμενο Τριοδιάστατο (3D) Γεωφυσικό Μοντέλο Δομής του Υπεδάφους για την Περιοχή 259 Κεφάλαιο 6°: Αξιολόγηση του Προτεινόμενου 3D Γεωφυσικού Μοντέλου Δομής και 259 Κεφάλαιο 6°: Αξιολόγηση του Προτεινόμενου 3D Γεωφυσικού Μοντέλου Δομής και 259 6.1 Συγκρίσεις Πειραματικών Δεδομένων με Συνθετικά Αποτελέσματα του Προτεινόμενου 3D Γεωφυσικού Μοντέλου Δομής 271 6.2 Συγκρίσεις με Αποτελέσματα Μετρήσεων Down-Hole μέσα σε Γεωτρήσεις	5.5 Σύγκριση των Αποτελεσμάτων της Ανεξάρτητης και της Συνδυαστικής 1D Αντιστροφής Δεδομένων
 Κεφάλαιο 6°: Αξιολόγηση του Προτεινόμενου 3D Γεωφυσικού Μοντέλου Δομής και Σύγκρισή του με Ανεξάρτητα Γεωφυσικά & Γεωτεχνικά Δεδομένα - Συμπεράσματα	5.6 Προτεινόμενο Τρισδιάστατο (3D) Γεωφυσικό Μοντέλο Δομής του Υπεδάφους για την Περιοχή Μελέτης
 6.1 Συγκρίσεις Πειραματικών Δεδομένων με Συνθετικά Αποτελέσματα του Προτεινόμενου 3D Γεωφυσικού Μοντέλου Δομής	Κεφάλαιο 6º: Αξιολόγηση του Προτεινόμενου 3D Γεωφυσικού Μοντέλου Δομής και Σύγκρισή του με Ανεξάρτητα Γεωφυσικά & Γεωτεχνικά Δεδομένα - Συμπεράσματα269
 6.2 Συγκρίσεις με Αποτελέσματα Μετρήσεων Down-Hole μέσα σε Γεωτρήσεις	6.1 Συγκρίσεις Πειραματικών Δεδομένων με Συνθετικά Αποτελέσματα του Προτεινόμενου 3D Γεωφυσικού Μοντέλου Δομής271
 6.3 Σύγκριση με Αποτελέσματα Μετρήσεων Εδαφικού Θορύβου Μονού Σταθμού Κατά Μήκος Τομής BA-ΝΔ Διεύθυνσης	6.2 Συγκρίσεις με Αποτελέσματα Μετρήσεων Down-Hole μέσα σε Γεωτρήσεις
 6.4 Σύγκριση με Αποτελέσματα Εφαρμογής της Μεθόδου της Τομογραφίας Ηλεκτρικής Αντίστασης (ERT)	6.3 Σύγκριση με Αποτελέσματα Μετρήσεων Εδαφικού Θορύβου Μονού Σταθμού Κατά Μήκος Τομής ΒΑ-ΝΔ Διεύθυνσης
 6.5 Συγκρίσεις με Αποτελέσματα Εφαρμογής της Μεθόδου της Πολυκαναλικής Ανάλυσης Επιφανειακών Κυμάτων (MASW) Κατά Μήκος Επιλεγμένων Τομών291 6.6 Σύγκριση με το 3D Γεωτεχνικό Μοντέλο του Υπεδάφους των Anastasiadis et al. (2001)293 6.7 Συμπεράσματα295 Εκτεταμένη Ελληνική Περίληψη301 Extended English Abstract305 	6.4 Σύγκριση με Αποτελέσματα Εφαρμογής της Μεθόδου της Τομογραφίας Ηλεκτρικής Αντίστασης (ERT)
6.6 Σύγκριση με το 3D Γεωτεχνικό Μοντέλο του Υπεδάφους των Anastasiadis et al. (2001)293 6.7 Συμπεράσματα	6.5 Συγκρίσεις με Αποτελέσματα Εφαρμογής της Μεθόδου της Πολυκαναλικής Ανάλυσης Επιφανειακών Κυμάτων (MASW) Κατά Μήκος Επιλεγμένων Τομών291
6.7 Συμπεράσματα	6.6 Σύγκριση με το 3D Γεωτεχνικό Μοντέλο του Υπεδάφους των Anastasiadis et al. (2001)293
 Εκτεταμένη Ελληνική Περίληψη	6.7 Συμπεράσματα
Extended English Abstract	Εκτεταμένη Ελληνική Περίληψη301
	Extended English Abstract

Ψηφιακή συλλογή

Βιβλιοθήκη

iii





Η παρούσα διδακτορική διατριβή πραγματοποιήθηκε στο πλαίσιο του δεύτερου κύκλου του μεταπτυχιακού προγράμματος σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (Α.Π.Θ.). Κύριος στόχος της διατριβής είναι η συμβολή στη μελέτη της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση με την εκτίμηση τρισδιάστατων (3D) γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους σε αστικό περιβάλλον και γεωτεχνική κλίμακα, χρησιμοποιώντας μία τομογραφική μεθοδολογία επεξεργασίας δεδομένων εδαφικού θορύβου. Η διατριβή διαιρείται σε έξι κεφάλαια που περιγράφονται συνοπτικά παρακάτω:

Κεφάλαιο 1º: Το πρώτο κεφάλαιο είναι εισαγωγικό και παρουσιάζονται συνοπτικά οι κυριότερες μέθοδοι που εφαρμόζονται διεθνώς για τη μελέτη της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση. Ιδιαίτερη έμφαση δίνεται στην περιγραφή του εδαφικού θορύβου, στις πηγές προέλευσης του και τη φύση του κυματικού του πεδίου. Επιπλέον, αναφέρονται παραδείγματα εφαρμογής του συνόλου των διαφορετικών μεθόδων που στηρίζονται στη συλλογή και την επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου τόσο σε παγκόσμια κλίμακα, όσο και στο Ελληνικό χώρο, καταλήγοντας στην ευρύτερη περιοχή μελέτης. Το κεφάλαιο ολοκληρώνεται με την παρουσίαση των διαθέσιμων γεωλογικών, γεωτεκτονικών, γεωφυσικών και γεωτεχνικών πληροφοριών στην ευρύτερη περιοχή έρευνας.

Κεφάλαιο 2°: Σε αυτό το κεφάλαιο αναφέρονται οι θεμελιώδεις αρχές των αντίστροφων προβλημάτων, τα οποία αποτελούν ένα σημαντικό μέρος της μεθοδολογίας εδαφικού θορύβου που εφαρμόζεται στην παρούσα διδακτορική διατριβή. Συγκεκριμένα, αναφέρεται ο τρόπος της διαχείρισης και της μαθηματικής έκφρασης των γραμμικών και μη-γραμμικών αντίστροφων προβλημάτων, η διαδικασία που ακολουθείται για την επίλυση τους, καθώς και οι βασικές τεχνικές σταθεροποίησης της λύσης τους για την παραγωγή αξιόπιστων γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους.

Κεφάλαιο 3°: Παρουσιάζεται αναλυτικά η εφαρμογή της μεθόδου της τομογραφίας εδαφικού θορύβου του υπεδάφους με τη χρήση ειδικών δικτύων σεισμομέτρων (Ambient Noise Array Tomography) στην περιοχή μελέτης. Περιγράφεται η γεωμετρία της εγκατάστασης των προσωρινών σταθμών συνεχόμενης καταγραφής εδαφικού θορύβου, η κατασκευή του τομογραφικού πλέγματος κόμβων, καθώς και τα βήματα επεξεργασίας των δεδομένων. Τα

Πρόλογος

βήματα επεξεργασίας των δεδομένων περιλαμβάνουν τη διασυσχέτιση των καταγραφών εδαφικού θορύβου, τον υπολογισμό του λόγου του σήματος προς το θόρυβο (SNR), την ανάλυση πολλαπλών φίλτρων και την εξαγωγή των καμπύλων σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh για κάθε ζεύγος σταθμών του ειδικού δικτύου. Παράλληλα, υπολογίζονται οι καμπύλες ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, όπως και οι καμπύλες του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα των καταγραφών εδαφικού θορύβου (καμπύλες HVSR) για κάθε θέση σταθμού του ειδικού δικτύου, οι οποίες αξιοποιούνται για την άντληση πρόσθετων πληροφορίων της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους.

Κεφάλαιο 4º: Πραγματοποιείται ο υπολογισμός των χρόνων διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* για διακριτές τιμές της συχνότητας στο χώρο εγκατάστασης του ειδικού δικτύου και η τομογραφική αντιστροφή τους για την παραγωγή χαρτών ή τομογραφικών εικόνων που απεικονίζουν τη χωρική κατανομή της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* στην περιοχή μελέτης. Η τομογραφική αντιστροφή των χρόνων διαδρομής που παρουσιάζεται σε αυτό το κεφάλαιο περιλαμβάνει τη χρήση προσεγγιστικών ζωνών *Fresnel* στις ακτίνες διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων, καθώς και την εισαγωγή περιορισμών απόσβεσης, χωρικής και διασυχνοτικής εξομάλυνσης για τη σταθεροποίηση των αποτελεσμάτων του αντίστροφου τομογραφικού προβλήματος. Τέλος, η αξιοποίηση των αποτελεσμάτων του επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* στις θέσεις των κόμβων του τομογραφικού πλέγματος.

Κεφάλαιο 5°: Εφαρμόζεται η μονοδιάστατη (1D) αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh με τη χρήση κατάλληλου αλγόριθμου γειτνίασης, για την εκτίμηση της γεωφυσικής δομής στις θέσεις των κόμβων του τομογραφικού πλέγματος. Εκτός από την ανεξάρτητη αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης, πραγματοποιείται και η συνδυαστική αντιστροφή τους με τις καμπύλες ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, καθώς και με τις καμπύλες HVSR εδαφικού θορύβου. Η συνδυαστική αντιστροφή βελτίωσε τη διακριτική ικανότητα της αντιστροφής στα επιφανειακά στρώματα της γεωφυσικής δομής και παρήγαγε μοντέλα που παρουσίασαν βελτιωμένη χωρική συνάφεια στην περιοχή μελέτης. Η σύνθεση των γεωφυσικών μοντέλων δομής που προέκυψαν από τη συνδυαστική αντιστροφή τοπικών καμπύλων σκέδασης και καμπύλων ελλειπτικότητας επιφανειακών κυμάτων Rayleigh οδήγησε στο προτεινόμενο τρισδιάστατο (3D) γεωφυσικού μοντέλου δομής στην περιοχή έρευνας και στην αναγνώριση των κύριων επιφανειών ασυνέχειας του υπεδάφους.

Ψηφιακή συλλογή

Βιβλιοθήκη

Κεφάλαιο 6°: Στο τελευταίο κεφάλαιο παρουσιάζεται η αξιολόγηση του προτεινόμενου 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής στην περιοχή μελέτης με τη συνθετικών (θεωρητικών) καμπύλων ελλειπτικότητας των σύγκριση επιφανειακών κυμάτων Rayleigh και συνθετικών καμπύλων της συνάρτησης μεταφοράς των οριζόντια πολωμένων εγκαρσίων ελαστικών κυμάτων (SH) που προκύπτουν από το προτεινόμενο μοντέλο, με πειραματικές καμπύλες HVSR εδαφικού θορύβου. Επιπλέον, η δομή του προτεινόμενου 3D μοντέλου για την περιοχή μελέτης συγκρίνεται με τα αποτελέσματα των διαθέσιμων ανεξάρτητων ενεργητικών και παθητικών μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης, καθώς και με το γεωτεχνικό εδαφικό μοντέλο από προηγούμενες μελέτες μεγάλης κλίμακας. Τέλος, αναφέρονται τα βασικά συμπεράσματα που προέκυψαν από την παρούσα διδακτορική διατριβή σχετικά με την εφαρμογή της τομογραφίας εδαφικού θορύβου σε αστικό περιβάλλον και γεωτεχνική κλίμακα.

Τμήματα της παρούσας διδακτορικής διατριβής χρηματοδοτήθηκαν και υλοποιήθηκαν στα πλαίσια δύο ερευνητικών έργων:

A) Πρόγραμμα προώθησης των ανταλλαγών και της επιστημονικής συνεργασίας Ελλάδας-Γερμανίας, ΙΚΥDA-DAAD 2011, με τίτλο: "Τεκμηρίωση εδάφους για σεισμολογικούς σκοπούς με την χρήση τομογραφίας επιφανειακών κυμάτων υψηλών συχνοτήτων".

B) Διμερής Επιστημονική & Τεχνολογική Συνεργασία Ελλάδας-Σλοβακίας 2011-2013, ΓΓΕΤ (Κωδικός Έργου: 12SLO_ET31_1058), με τίτλο: "Συνδυασμός πιθανολογικών και αιτιοκρατικών μεθόδων για τον καθορισμό της σεισμικής επικινδυνότητας σε ευρεία και τοπική κλίμακα".

Με το πέρας της παρούσας διδακτορικής διατριβής θα ήθελα να εκφράσω τις ευχαριστίες μου σε ένα πλήθος ανθρώπων που διαδραμάτισαν ουσιαστικό ρόλο στην ολοκλήρωση της.

Πρωτίστως, θα ήθελα να εκφράσω τις θερμότερες ευχαριστίες μου στον επιβλέποντα της διδακτορικής διατριβής, καθηγητή Παπαζάχο Κωνσταντίνο. Είναι αδύνατο να περιγράψω μέσα σε λίγες γραμμές τη συμβολή του στην επιστημονική μου σταδιοδρομία, από τα προπτυχιακά μου ακόμα χρόνια έως και σήμερα. Η καθοδήγηση του όλο αυτό το χρονικό διάστημα, οι πολύτιμες επιστημονικές του συμβουλές, καθώς και η εκμάθηση του τρόπου προσέγγισης Πρόλογος

και διαχείρισης κάθε είδους επιστημονικού προβλήματος, είχε μόνο θετική επιρροή σε εμένα, η οποία με οδήγησε σε μία σταδιακή βελτίωση στην ενασχόληση μου με την έρευνα. Επίσης, τον ευχαριστώ ιδιαίτερα για την ανάθεση του θέματος, την υπομονή του, την ηθική και οικονομική υποστήριξη σε όλη τη μακρόχρονη διάρκεια της διδακτορικής διατριβής. Τέλος, τον ευχαριστώ θερμά για τη συμπαράσταση του τόσο σε επιστημονικά, όσο και σε προσωπικά θέματα, ως ένα πολύτιμος συνεργάτης και πραγματικός φίλος.

Θερμές ευχαριστίες οφείλω και στα άλλα δύο μέλη της τριμελούς συμβουλευτικής επιτροπής της διδακτορικής διατριβής. Ειδικότερα, στον διευθυντή ερευνών του Ινστιτούτου Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών του Οργανισμού Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (ΙΤΣΑΚ-ΟΑΣΠ), Θεοδουλίδη Νικόλαο, για την εξαιρετική συνεργασία μας σε όλη τη διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών, τόσο στον πρώτο, όσο και στο δεύτερο κύκλο. Τον ευχαριστώ θερμά για τις επιστημονικές του συμβουλές, την οικονομική υποστήριξη, την ευκαιρία που μου έδωσε να γνωρίσω, να ανταλλάξω επιστημονικές απόψεις και να συνεργαστώ σε ορισμένες περιπτώσεις, με εξέχοντες επιστήμονες του εξωτερικού, αποκτώντας ανεκτίμητες εμπειρίες, καθώς και στο ότι ήταν πάντα διαθέσιμος για οποιοδήποτε επιστημονικό μου προβληματισμό και ανάγκη, έτοιμος να

Επιπλέον, θερμές ευχαριστίες οφείλω και στον κύριο ερευνητή του ΙΤΣΑΚ-ΟΑΣΠ, Σαββαΐδη Αλέξανδρο, ο οποίος με παρακίνησε να ασχοληθώ με τη μεθοδολογία που αναπτύσσεται στην παρούσα διδακτορική διατριβή με το να με συμπεριλάβει ως μέλος της ερευνητικής ομάδας στο πρόγραμμα ΙΚΥDA-DAAD 20011, που ήταν επιστημονικός υπεύθυνος. Η συμμετοχή μου σε αυτό το ερευνητικό πρόγραμμα και η συνεργασία μου με ερευνητές του πανεπιστημίου του Πότονταμ της Γερμανίας, με βοήθησε να εμβαθύνω και να εμπλουτίσω τις επιστημονικές μου γνώσεις πάνω στην εφαρμογή της συγκεκριμένης παθητικής γεωφυσικής μεθόδου. Τον ευχαριστώ επίσης για τη συμμετοχή μου σε ένα πλήθος εργασιών υπαίθρου εφαρμοσμένης γεωφυσικής, από τις οποίες πέραν της οικονομικής ενίσχυσης, αποκόμισα και σημαντικές εμπειρίες.

Ευχαριστώ ιδιαίτερα και τα υπόλοιπα μέλη της επταμελούς εξεταστικής επιτροπής, τον καθηγητή Χατζηδημιτρίου Παναγιώτη, τον διευθυντή ερευνών του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών Καραστάθη Βασίλειο, τον αναπληρωτή καθηγητή του πανεπιστημίου Πατρών Σώκο Ευθύμιο και τον επίκουρο καθηγητή του πανεπιστημίου Πατρών Παναγιώτη για την προσεκτική ανάγνωση του κειμένου και τις εύστοχες παρατηρήσεις τους.

Ψηφιακή συλλογή

Βιβλιοθήκη

Θερμές ευχαριστίες και ευγνωμοσύνη οφείλω στον Matthias Ohrnberger, ερευνητή του Ινστιτούτου Γεωεπιστημών του πανεπιστημίου του Πότσνταμ της Γερμανίας (Institute of Geosciences, University of Potsdam, Germany), στην Katrin Hannemann, ερευνήτρια του Ινστιτούτο Γεωφυσικής και Γεωλογίας του πανεπιστημίου της Λειψίας της Γερμανίας (Institute of Geophysics & Geology, University of Leipzig, Germany) και στον Agostiny Marios Lontsi, μεταδιδάκτορα του Ελβετικού Ομοσπονδιακού Ινστιτούτου Τεχνολογίας της Ζυρίχης (ETH Zurich) για τη βοήθεια και τη στήριξη που μου παρείχαν σε όλο το χρονικό διάστημα που φιλοξενήθηκα στο πανεπιστήμιο του Πότσνταμ, στο πλαίσιο του ερευνητικού προγράμματος ΙΚΥDA-DAAD 2011. Ιδιαίτερα ευχαριστώ τον Matthias Ohrnberger και την Katrin Hannemann για τους κώδικες επεξεργασίας των δεδομένων εδαφικού θορύβου που μου παρείχαν, οι οποίοι αποτέλεσαν τη βάση για την ανάπτυξη των αλγόριθμων στην παρούσα διδακτορική διατριβή.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες στον καθηγητή Peter Moczo και τον αναπληρωτή καθηγητή Jozef Kristek, για την άψογη φιλοξενία στο πανεπιστήμιο Comenius της Μπρατισλάβα στη Σλοβακία (Comenius University of Bratislava, Slovakia), στο πλαίσιο της Διμερούς Επιστημονικής & Τεχνολογικής Συνεργασίας Ελλάδας-Σλοβακίας 2011-2013. Τους ευχαριστώ για την προσπάθεια και την υπομονή τους στο να μου μεταδώσουν τις γνώσεις τους πάνω στην αριθμητική προσομοίωση της κυματικής διάδοσης, σε ένα επιστημονικό πεδίο που δεν είχα προηγούμενη εμπειρία. Με τη βοήθεια τους μπόρεσα να μελετήσω ακόμα ένα σημαντικό επιστημονικό εργαλείο με πλήθος εφαρμογών στη σεισμολογία και την εφαρμοσμένη γεωφυσική.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω όλα τα μέλη Δ.Ε.Π. και Ε.ΔΙ.Π., τους μεταπτυχιακούς φοιτητές και τους υποψήφιους διδάκτορες του τομέα Γεωφυσικής, για τη συνεργασία μας και τη βοήθεια που προσέφερε ο καθένας, με το δικό του τρόπο, όλα αυτά τα χρόνια. Ιδιαίτερες ευχαριστίες στους φίλους, συνεργάτες και στους ανθρώπους που μοιραζόμαστε τον ίδιο χώρο εργασίας στο υπόγειο του σεισμολογικού σταθμού, Βεντούζη Χρύσα, Κκαλλά Χάρη, Κώστογλου Τάσο και Τέζα Ελένη. Οι αμέτρητες ευχάριστες στιγμές που μοιραστήκαμε όλα τα χρόνια της συμπόρευσης μας είναι ανεκτίμητης αξίας, εντός και εκτός εργάσιμων ωρών και ημερών.

Θερμές ευχαριστίες, την ευγνωμοσύνη και την αγάπη μου θα ήθελα να εκφράσω στη σύντροφό μου Έλσα Ελευθεριάδου, η οποία είναι δίπλα μου από την έναρξη της παρούσας διδακτορικής διατριβής. Η στήριξη της και η Πρόλογος

υπομονή της ήταν καθοριστική στην ολοκλήρωση της, αναλαμβάνοντας να με επαναφέρει στο στόχο μου, όταν για οποιοδήποτε λόγο έχανα τον προσανατολισμό μου.

Τέλος, το πιο μεγάλο ευχαριστώ το οφείλω στους γονείς μου, Μιχαήλ και Ασπασία. Χωρίς αυτούς δεν θα είχα καταφέρει να φτάσω ως εδώ, αφού φρόντισαν ώστε να μη μου λείψει ποτέ τίποτα, να με υποστηρίζουν σε κάθε μου επιλογή και πάντα να με συμβουλεύουν στο να ακολουθήσω αυτό που πραγματικά επιθυμώ περισσότερο. Επίσης, ένα μεγάλο ευχαριστώ θέλω να εκφράσω και στην αδερφή μου Ελισσάβετ, για τη συμπαράσταση της σε οποιαδήποτε κατάσταση βρισκόμουν αντιμέτωπος.

Ανθυμίδης Μάριος



Η παρατήρηση πολύπλοκων φαινομένων διάδοσης των ελαστικών κυμάτων, καθώς και της ανομοιόμορφης μεταβολής των χαρακτηριστικών της εδαφικής κίνησης κατά τη διάρκεια ενός σεισμικού γεγονότος (π.χ. Bard & Bouchon 1985, Chavez-Garcia & Bard 1994), μπορούν να προκαλέσουν σημαντική αύξηση του σεισμικού κινδύνου (Seismic Risk, συμβολίζεται με το λατινικό γράμμα R) σε μία περιοχή. Ο σεισμικός κίνδυνος αντιπροσωπεύει τα αναμενόμενα αποτελέσματα των σεισμών στις τεχνητές κατασκευές και αποτελεί μία προσπάθεια εκτίμησης των επιπτώσεων μίας σεισμικής διέγερσης, καθώς και του βαθμού των σεισμικών βλαβών. Τα αποτελέσματα της σεισμικής δράσης στο συντριπτικά μεγαλύτερο ποσοστό των περιπτώσεων είναι εντονότερα σε ιζηματογενείς λεκάνες, δηλαδή σε γεωλογικά περιβάλλοντα όπου χαλαροί επιφανειακοί σχηματισμοί επικάθονται σε συνεκτικά πετρώματα του υπεδάφους (γεωλογικό υπόβαθρο). Επιπλέον, τα όρια της πλευρικής έκτασης των λεκανών συνήθως χαρακτηρίζονται από έντονο τοπογραφικό ανάγλυφο και απότομες κλίσεις των επιφανειών επαφής μεταξύ των στρωμάτων της δομής, προκαλώντας την ανισότροπη διάχυση του εισερχόμενου κυματικού πεδίου και ενισχύοντας την εμφάνιση ακραίων τιμών της εδαφικής κίνησης και διάφορων μέτρων της, όπως π.χ. της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας (Peak Ground Velocity ή PGV) ή της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (Peak Ground Acceleration ή PGA). Το συγκεκριμένο γεωλογικό περιβάλλον (ιζηματογενείς λεκάνες) είναι αυτό που συνήθως συναντάμε στα περισσότερα αστικά κέντρα παγκοσμίως. Επομένως, είναι προφανής η επιτακτική ανάγκη για τη βέλτιστη διαχείριση του σεισμικού κινδύνου που σχετίζεται με αυτές τις γεωλογικές δομές, η οποία μπορεί να αξιοποιηθεί για την αποτελεσματική σεισμική θωράκιση του δομημένου ιστού των σύγχρονων αστικών συγκροτημάτων.

Συνήθως, το δυναμικό μίας περιοχής για την εκδήλωση επικίνδυνων φυσικών φαινομένων που προκαλούνται από τη γένεση σεισμών (ισχυρές εδαφικές κινήσεις, επιφανειακές διαρρήξεις του εδάφους, φαινόμενα ρευστοποίησης των εδαφών, κατολισθήσεις, κτλ.) εκφράζεται ως σεισμική επικινδυνότητα (Seismic Hazard, συμβολίζεται με το λατινικό γράμμα H). Κεφάλαιο 1º

Ωστόσο, η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας επικεντρώνεται συνήθως μόνο στις αναμενόμενες σεισμικές εδαφικές κινήσεις. Ένας ακόμα παράγοντας που συνδέεται με το σεισμικό κίνδυνο σε μία περιοχή είναι η *τρωτότητα (Vulnerability,* συμβολίζεται με το λατινικό γράμμα V) των τεχνητών κατασκευών, δηλαδή η απόκριση ή η σεισμική συμπεριφορά τους κατά τη διάρκεια της σεισμικής κίνησης του εδάφους. Κατά συνέπεια, ο σεισμικός κίνδυνος σε μία περιοχή είναι ανάλογος με τη σεισμική επικινδυνότητα και την τρωτότητα των τεχνητών κατασκευών και προκύπτει από τη συνέλιξη των δύο αυτών ποσοτήτων ($\mathbf{R} = H^*V$).

Δυστυχώς, η ανθρώπινη παρέμβαση δεν μπορεί να μειώσει τη σεισμική επικινδυνότητα, αφού αυτή εξαρτάται από την ενεργοποίηση μεγάλης σχετικά κλίμακας φυσικών συστημάτων. Ο μόνος τρόπος για την αποτελεσματική διαχείριση του σεισμικού κινδύνου είναι η ελάττωση της τρωτότητας των τεχνητών κατασκευών. Η ελάττωση της τρωτότητας των κατασκευών επιτυγχάνεται με τον κατάλληλο σχεδιασμό, ο οποίος θα πρέπει να προσαρμόζεται στον ισχύοντα αντισεισμικό κανονισμό της εκάστοτε περιοχής (π.χ. ΕΑΚ2000 για την Ελλάδα). Με αυτόν τον τρόπο, αποτρέπονται οι πιθανότητες αστοχίας τους στην ισχυρή σεισμική κίνηση. Όμως, οι διατάξεις των αντισεισμικών κανονισμών για μία περιοχή βασίζονται κυρίως στην αξιοποίηση των παραμέτρων της σεισμικής επικινδυνότητας. Τις τελευταίες δεκαετίες έχουν αναπτυχθεί αξιόπιστες μεθοδολογίες εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας που ακολουθούν είτε αιτιοκρατική, είτε πιθανολογική προσέγγιση, προσφέροντας σημαντικές πληροφορίες για τις αναμενόμενες ισχυρές εδαφικές κινήσεις.

Η σεισμική εδαφική κίνηση σε μία θέση εξαρτάται κυρίως από παραμέτρους που αφορούν τις ιδιότητες της σεισμικής πηγής (μηχανισμός γένεσης του σεισμού, τρόπος ακτινοβολίας της σεισμικής ενέργειας, μέγεθος), του δρόμου διάδοσης των ελαστικών σεισμικών κυμάτων (μήκος διαδρομής, γεωμετρική διασπορά, ανελαστική απόσβεση) και από τις τοπικές εδαφικές συνθήκες (τοπικές γεωλογικές και τεκτονικές συνθήκες). Οι τοπικές εδαφικές συνθήκες έχουν τη δυνατότητα να μεταβάλλουν τα χαρακτηριστικά της σεισμικής κίνησης, επηρεάζοντας τη διάρκεια, το πλάτος και τη συχνότητα των εδαφικών κινήσεων, αυξάνοντας τη σεισμική επικινδυνότητα, την τρωτότητα των τεχνητών κατασκευών και κατά επέκταση το σεισμικό κίνδυνο σε μία περιοχή. Η *επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών (Site Effects*) στη σεισμική κίνηση οφείλεται στην τοπική γεωλογική δομή (είδος πετρωμάτων), στην τεκτονική (δράση ρηγμάτων, πτυχώσεις), στην τρισδιάστατη γεωμετρία των γεωλογικών σχηματισμών του υπεδάφους, καθώς και στην τοπογραφία ή το μορφολογικό ανάγλυφο της περιοχής. Για παράδειγμα, έντονες τοπογραφικές ανωμαλίες της επιφάνειας συντελούν στη συγκέντρωση ή τη διάχυση της σεισμικής ενέργειας, ενώ η γεωμετρία των επιφανειών επαφής μεταξύ των στρωμάτων της γεωλογικής δομής του υπεδάφους μπορεί να προκαλέσει παγίδευση των σεισμικών κυμάτων σε συγκεκριμένους ορίζοντες.

Ψηφιακή συλλογή

Η μελέτη της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση επικεντρώνεται στον προσδιορισμό της απόκρισης των επιφανειακών γεωλογικών σχηματισμών, καθώς και της επιφανειακής γεωφυσικής δομής του υπεδάφους. Ο προσδιορισμός της απόκρισης περιλαμβάνει συνήθως την εκτίμηση δυο βασικών παραμέτρων, της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας (Fundamental Resonance Frequency ή f_0) των επιφανειακών στρωμάτων του υπεδάφους και του παράγοντα ενίσχυσης (Amplification Factor ή A_0) της εδαφικής κίνησης ως συνάρτηση της συχνότητας. Από την άλλη μεριά, για τον προσδιορισμό της επιφανειακής γεωφυσικής δομής δημιουργείται η ανάγκη αναζήτησης και ανάπτυξης μεθόδων που θα οδηγήσουν στην εκτίμηση αξιόπιστων γεωφυσικών εδαφικών μοντέλων (Geophysical Ground Models). Τα εδαφικά μοντέλα αποτελούν μία προσπάθεια προσέγγισης της φυσικής πραγματικότητας και περιγράφουν τη χωρική κατανομή κατάλληλων γεωφυσικών παραμέτρων των γεωλογικών σχηματισμών του υπεδάφους. Οι σημαντικότερες παράμετροι που χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό της γεωφυσικής δομής και επηρεάζουν συγχρόνως την απόκριση των επιφανειακών σχηματισμών κατά τη διάρκεια ενός σεισμικού γεγονότος, είναι: 1) ο αριθμός και το πάχος των στρωμάτων του υπεδάφους, 2) οι ταχύτητες των επιμήκων (V_p) και εγκαρσίων (V_s) ελαστικών κυμάτων μέσα σε κάθε στρώμα, 3) η πυκνότητα (ρ) καθώς και, 4) ο παράγοντας ποιότητας (Q) των σχηματισμών που καθορίζει την ανελαστική απόσβεση της σεισμικής ενέργειας του εισερχόμενου κυματικού πεδίου στην περιοχή μελέτης. Η κατασκευή των εδαφικών μοντέλων μπορεί να πραγματοποιηθεί σε μία διάσταση (1D) για τη μελέτη της γεωφυσικής δομής σε συνάρτηση μόνο με το βάθος, σε δύο διαστάσεις (2D) για τον προσδιορισμό της κατανομής των γεωφυσικών παραμέτρων κατά μήκος οριζόντιων ή κατακόρυφων τομών του υπεδάφους ή σε τρεις διαστάσεις (3D) για τον καθορισμό της πλευρικής τους εξάπλωσης σε μία περιοχή.

Οι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται για τη μελέτη της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση μπορούν να

ομαδοποιηθούν σε τέσσερις κύριες κατηγορίες:

Α) Μέθοδοι προσδιορισμού της απόκρισης των επιφανειακών γεωλογικών σχηματισμών στη σεισμική κίνηση από την ανάλυση σεισμικών καταγραφών. Συνήθως, ανάλυση σεισμικών η των καταγραφών πραγματοποιείται με δύο τρόπους. Ο πρώτος τρόπος, ονομάζεται μέθοδος των κλασσικών φασματικών λόγων (Standard Spectral Ratio ή SSR) και προϋποθέτει την ταυτόχρονη καταγραφή της εδαφικής κίνησης κατά τη διάρκεια ενός σεισμικού γεγονότος σε δύο θέσεις με διαφορετική γεωλογική δομή (όπως π.χ. σε μία επιφανειακή εκδήλωση του γεωλογικού υποβάθρου και σε πρόσφατες ιζηματογενείς αποθέσεις). Η διαίρεση των φασμάτων που προκύπτουν από τις αντίστοιχες οριζόντιες συνιστώσες της εδαφικής σεισμικής κίνησης στις δύο αυτές θέσεις, επιτρέπει τον υπολογισμό της πειραματικής συνάρτησης μεταφοράς (Transfer Function ή TF) μέσα σε ένα διάστημα συχνοτήτων (Borcherdt 1970). Η συνάρτηση μεταφοράς περιγράφει την ενίσχυση της εδαφικής κίνησης στη θέση των ιζηματογενών αποθέσεων σε σχέση με τη θέση στο σκληρό πέτρωμα (σεισμικό ή γεωλογικό υπόβαθρο), η οποία αναφέρεται ως θέση αναφοράς (Reference Site). Η θέση αναφοράς θεωρείται ανεπηρέαστη από την επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση (Steidl et al. 1996).

Ο δεύτερος τρόπος, ονομάζεται μέθοδος της συνάρτησης δέκτη (Receiver Function ή RF) και μπορεί να υπολογιστεί από τον φασματικό λόγο της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα της σεισμικής εδαφικής κίνησης των εγκαρσίων ελαστικών κυμάτων στη θέση ενός σταθμού (Langston 1979, Lermo & Chavez-Garcia 1993). Γενικά, θεωρείται ότι η κατακόρυφη συνιστώσα της σεισμικής κίνησης παραμένει ανεπηρέαστη (ή έστω πρακτικά ανεπηρέαστη) από τις τοπικές εδαφικές συνθήκες, οπότε μπορεί να χρησιμοποιηθεί σαν ένα μέτρο ενίσχυσης της ενέργειας του εισερχόμενου κυματικού πεδίου σε σχέση με την οριζόντια συνιστώσα (Field & Jacob 1995, Lachet et al. 1996). Η ανάλυση σεισμικών καταγραφών παράγει αξιόπιστα αποτελέσματα για τον προσδιορισμό της απόκρισης των επιφανειακών γεωλογικών σχηματισμών. Παρόλα αυτά, ένα πολύ σημαντικό μειονέκτημα αυτών των μεθόδων είναι ότι δεν μπορούν να εφαρμοστούν επιτυχώς σε περιοχές με χαμηλή ή μέτρια σεισμικότητα, εξαιτίας του μεγάλου χρόνου που απαιτείται για τη συλλογή σημαντικού αριθμού σεισμικών καταγραφών με ικανοποιητικό λόγο σήματος προς θόρυβο (Field & Jacob 1995).

B) Ενεργητικές μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης για τον προσδιορισμό της επιφανειακής γεωφυσικής δομής του υπεδάφους. Απαραίτητη προϋπόθεση για τη χρήση οποιασδήποτε ενεργητικής γεωφυσικής μεθόδου

στη μελέτη της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση αποτελεί η δυνατότητα προσδιορισμού της κατανομής της V_s στην εδαφική δομή. Για αυτό το λόγο, οι πιο διαδεδομένες μεθοδολογίες αντιστοιχούν στις μετρήσεις της ταχύτητας των ελαστικών κυμάτων (Down-Hole και Cross-Hole) μέσα σε γεωτρήσεις (Daily & Owen 1991), στην πολυκαναλική ανάλυση επιφανειακών κυμάτων (Multichannel Analysis of Surface Waves ή MASW) κατά μήκος επιλεγμένων τομών (Park et al. 1999), καθώς και οι μέθοδοι σεισμικής ανάκλασης και διάθλασης (Seismic Reflection & Refraction) για τον προσδιορισμό της δομής με μεγαλύτερη λεπτομέρεια (Yilmaz 2001). Ωστόσο, οι περισσότερες από τις ενεργητικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης εμφανίζουν δύο σημαντικά μειονεκτήματα. Η εφαρμογή τους σε αστικά περιβάλλοντα είναι γενικά περιορισμένη, εξαιτίας της δυσκολίας ανάπτυξης και χρήσης των τεχνητών πηγών των ελαστικών κυμάτων, ειδικά σε περιοχές με πυκνή δόμηση, καθώς και της έντονης ανθρώπινης δραστηριότητας που εισάγει θόρυβο (μη επιθυμητή πληροφορία) στα διαθέσιμα δεδομένα, δυσχεραίνοντας την ερμηνεία των αποτελεσμάτων της επεξεργασίας τους. Επιπλέον, η χαμηλής ενέργειας πηγές ελαστικών κυμάτων που συνήθως χρησιμοποιούνται (π.χ. πτώση βάρους στην επιφάνεια του εδάφους) σε αστικά περιβάλλοντα δεν επιτρέπουν την επαρκή άντληση πληροφοριών για τον προσδιορισμό της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους σε βαθύτερους ορίζοντες, όπως και για τη μη γραμμική συμπεριφορά των εδαφικών σχηματισμών.

Ψηφιακή συλλογή

Γ) Μέθοδοι που στηρίζονται στην ανάλυση καταγραφών εδαφικού θορύβου. Πρόκειται για παθητικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης που αναπτύχθηκαν κατά τη διάρκεια των τελευταίων δεκαετιών, προσφέροντας ένα εναλλακτικό τρόπο μελέτης της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση. Οι μέθοδοι εδαφικού θορύβου μπορούν να εφαρμοστούν σε περιοχές όπου δεν είναι εφικτή η συλλογή επαρκών δεδομένων σεισμικών καταγραφών, όπως και σε πυκνοκατοικημένα αστικά συγκροτήματα. Οι καταγραφές εδαφικού θορύβου χρησιμοποιούνται με πέντε κυρίως μεθοδολογίες για τη μελέτη της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση σε μία περιοχή, οι οποίες είναι: 1) η μέθοδος του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (Horizontal to Vertical Spectral Ratio ή HVSR), 2) η μέθοδος των κλασσικών φασματικών λόγων (Standard Spectral Ratio ή SSR), 3) η μέθοδος υπολογισμού της ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (Rayleigh Wave Ellipticity), 4) η τεχνική ειδικών δικτύων σεισμομέτρων (Array Technique) και, 5) η Κεφάλαιο 1º

μέθοδος της τομογραφίας εδαφικού θορύβου του υπεδάφους με τη χρήση ειδικών δικτύων σεισμομέτρων (Ambient Noise Array Tomography). Οι δύο πρώτες μεθοδολογίες (HVSR και SSR) χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό της απόκρισης των επιφανειακών γεωλογικών σχηματισμών, ενώ ακολουθούν παρόμοια διαδικασία στην επεξεργασία των δεδομένων με τη μέθοδο της συνάρτησης δέκτη (RF) και τον υπολογισμό της συνάρτησης μεταφοράς (TF) των σεισμικών καταγραφών, αντίστοιχα. Οι μέθοδοι αυτοί παρέχουν τη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα (f₀) των επιφανειακών στρωμάτων της δομής του υπεδάφους, αλλά κατά κανόνα ένα κατώτερο όριο του παράγοντα ενίσχυσης (A₀) της εδαφικής κίνησης (Bard et al. 2004, Haghshenas et al. 2008). Αντίθετα, η τέταρτη και πέμπτη μεθοδολογία (τεχνική ειδικών δικτύων σεισμομέτρων και τομογραφία εδαφικού θορύβου) εφαρμόζονται για τον προσδιορισμό της μονοδιάστατης (1D) και τριοδιάστατης (3D) επιφανειακής γεωφυσικής δομής, αντίστοιχα.

Η τεχνική των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων βασίζεται στην εξαγωγή της καμπύλης σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων και στην 1D αντιστροφή της, έτσι ώστε να προκύψει η κατανομή της V_s σε συνάρτηση με το βάθος. Η εκτίμηση της 3D χωρικής κατανομής της V_s επιτυγχάνεται με την τομογραφία εδαφικού θορύβου, όπου η εκμετάλλευση των τομογραφικών εικόνων του υπεδάφους σε διακριτές τιμές της συχνότητας, οδηγεί στην ανακατασκευή τοπικών καμπύλων σκέδασης σε ένα σύνολο προεπιλεγμένων θέσεων στην περιοχή μελέτης (τομογραφικό πλέγμα). Η σύνθεση των 1D εδαφικών προφίλ σε κάθε θέση του τομογραφικού πλέγματος επιτρέπει τη δημιουργία 3D εδαφικών μοντέλων.

Τέλος, η τρίτη μεθοδολογία (υπολογισμός της καμπύλης ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh*) μπορεί να χρησιμοποιηθεί τόσο για τον προσδιορισμό της απόκρισης των ανώτερων στρωμάτων, όσο και της γεωφυσικής δομής. Οι καμπύλες ελλειπτικότητας παρουσιάζουν συνήθως ένα τοπικό μέγιστο στη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα (f_0) της εδαφικής δομής, ενώ η μορφή τους επηρεάζεται από την κατανομή της V_s στο υπέδαφος. Όμως, η εξάρτηση της καμπύλης ελλειπτικότητας από την κατανομή της V_s δεν είναι μονοσήμαντη (Hobiger et al. 2013), για αυτό ο προσδιορισμός της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους είναι εφικτός μόνο αν η 1D αντιστροφή της συνδυάζεται με πρόσθετες πληροφορίες (π.χ. την τιμή της V_s στο επιφανειακό τμήμα της δομής από ανεξάρτητες μετρήσεις).

Αξίζει να σημειωθεί ότι με την εγκατάσταση ενός κατάλληλα σχεδιασμένου ειδικού δικτύου σεισμομέτρων στην περιοχή μελέτης, καθώς και

Ψηφιακή συλλογή

με τη σύγχρονη καταγραφή εδαφικού θορύβου για ένα επαρκές χρονικό διάστημα, είναι δυνατή η εφαρμογή όλων των παραπάνω μεθοδολογιών. Έτσι, μπορεί να προκύψει μία ολοκληρωμένη μελέτη της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση από μία παθητική γεωφυσική μέθοδο, εκμεταλλευόμενοι όλες τις πληροφορίες που περιέχονται στα δεδομένα του εδαφικού θορύβου.

Δ) Μέθοδοι αριθμητικής προσομοίωσης της κυματικής διάδοσης και της εδαφικής κίνησης κατά τη διάρκεια ενός σεισμικού γεγονότος. Η αριθμητική προσομοίωση συνδέεται με την παραγωγή θεωρητικών (συνθετικών) καταγραφών της εδαφικής κίνησης σε επιλεγμένες θέσεις στην περιοχή ενδιαφέροντος. Οι συνθετικές καταγραφές υπολογίζονται από την αριθμητική επίλυση της διαφορικής εξίσωσης της κίνησης των υλικών σημείων του μέσου διάδοσης των ελαστικών κυμάτων, το опоіо παρεμβάλλεται ανάμεσα στην πηγή και τη θέση άφιξης τους. Συνήθως, η αριθμητική επίλυση αυτής της διαφορικής εξίσωσης πραγματοποιείται με την εφαρμογή δύο βασικών τεχνικών προσομοίωσης, της μεθόδου των Πεπερασμένων Διαφορών (Finite Difference) (Moczo et al. 2002, Kristek & Moczo 2003) και της μεθόδου των Φασματικών Στοιχείων (Spectral Elements) (Pilz et al. 2011, Smerzini et al. 2017). Για την παραγωγή των συνθετικών καταγραφών της εδαφικής κίνησης είναι απαραίτητος ο ορισμός ενός θεωρητικού σεναρίου ενεργοποίησης της σεισμικής πηγής, καθώς και της παραμετροποίησης της δομής του υπεδάφους. Η δημιουργία του θεωρητικού σεναρίου περιλαμβάνει τον καθορισμό των γεωγραφικών συντεταγμένων και της γεωμετρίας της σεισμικής πηγής (εάν πρόκειται για σημειακή πηγή ή σεισμικό ρήγμα με συγκεκριμένο πλάτος και μήκος), του μηχανισμού γένεσης και του μεγέθους του σεισμού. Για την παραμετροποίηση της δομής του υπεδάφους κατασκευάζεται ένα κατάλληλο πλέγμα κόμβων, στους οποίους αντιστοιχίζονται οι φυσικές ιδιότητες του μέσου διάδοσης των ελαστικών κυμάτων (π.χ. V_{p} , V_{s} , ρ , Q). Το πλέγμα κόμβων αντιπροσωπεύει το εδαφικό μοντέλο στην περιοχή μελέτης και η κατασκευή του βασίζεται στις διαθέσιμες πληροφορίες για τη δομή του υπεδάφους, ενώ μπορεί να εκτείνεται σε μία (1D), δύο (2D) ή τρεις (3D) διαστάσεις.

Η χρήση της αριθμητικής προσομοίωσης της εδαφικής κίνησης για τη μελέτη της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών επικεντρώνεται στην αξιοποίηση των παραγόμενων συνθετικών καταγραφών. Συγκεκριμένα, η σύγκριση των θεωρητικών και πειραματικών μέτρων των σεισμικών κινήσεων, όπως της PGV ή PGA, αποτελεί μία ένδειξη για το βαθμό

Κεφάλαιο 1º

προσέγγισης του μοντέλου (που χρησιμοποιήθηκε εδαφικού στην προσομοίωση) με την πραγματική γεωφυσική δομή. Επιπλέον, η επεξεργασία των συνθετικών και πειραματικών καταγραφών με μία κοινή μέθοδο (π.χ. HVSR, SSR) και η σύγκριση των αποτελεσμάτων, μπορεί να οδηγήσει σε βελτιωμένα συμπεράσματα σε σχέση με τη δομή. Είναι προφανές ότι σε πολύπλοκες εδαφικές δομές, η αριθμητική προσομοίωση της εδαφικής κίνησης με την υιοθέτηση 3D εδαφικών μοντέλων πραγματοποιείται με μεγαλύτερη ακρίβεια, ενώ αυξάνεται η πιθανότητα σύγκλισης των συνθετικών και πειραματικών καταγραφών σε μία θέση. Αναφέρεται ότι εκτός από την αριθμητική προσομοίωση της σεισμικής κίνησης από σεισμικές πηγές είναι δυνατή και η προσομοίωση της εδαφικής κίνησης που οφείλεται στη δράση πηγών εδαφικού θορύβου (Moczo & Kristek 2002) με την παραγωγή των αντίστοιχων συνθετικών καταγραφών.

Από τα παραπάνω, είναι εμφανές ότι τα εδαφικά γεωφυσικά μοντέλα αποτελούν τη βάση για μία ολοκληρωμένη μελέτη της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση σε μία περιοχή. Η δυνατότητα εκτίμησης και κατασκευής αξιόπιστων εδαφικών μοντέλων που προσεγγίζουν σε ικανοποιητικό βαθμό την πραγματική δομή του υπεδάφους, επιτρέπει την ερμηνεία των παρατηρήσεων με ρεαλιστικό τρόπο. Παράλληλα, είναι εφικτός ο εντοπισμός περιοχών που εμφανίζουν πολύπλοκα φαινόμενα κυματικής διάδοσης σε περίπτωση σεισμικής διέγερσης. Το γεγονός αυτό μπορεί να βοηθήσει στον κατάλληλο αντισεισμικό σχεδιασμό ευάλωτων τμημάτων του δομικού ιστού των αστικών συγκροτημάτων, έτσι ώστε οι τεχνητές κατασκευές να ανταποκριθούν αποτελεσματικά κατά τη διάρκεια μελλοντικών ισχυρών σεισμικών κινήσεων, περιορίζοντας τις αναμενόμενες βλάβες.

Από την εκτίμηση των εδαφικών μοντέλων προκύπτει η κατανομή της V_s στο υπέδαφος, η οποία είναι μία από τις σημαντικότερες γεωφυσικές παραμέτρους για τη μελέτη της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση. Η κατανομή της V_s αποτελεί ρυθμιστικό παράγοντα της απόκρισης των επιφανειακών σχηματισμών του υπεδάφους, καθώς και τη βασική πληροφορία για πλήθος γεωτεχνικών εφαρμογών. Για παράδειγμα, η τιμή της V_s στα πρώτα 30m της εδαφικής δομής (συμβολίζεται Vs_{30}) χρησιμοποιείται για το χαρακτηρισμό και την κατηγοριοποίηση των τοπικών εδαφικών συνθηκών (π.χ. παρουσία χαλαρών ή συνεκτικών γεωλογικών σχηματισμών) σε όλες τις προτάσεις των σύγχρονων κανόνων αντισεισμικού σχεδιασμού τεχνητών κατασκευών, όπως είναι ο Ευρωκώδικας 8 (ΕC8) ή ο NERHP. Ο χαρακτηρισμός των τοπικών εδαφικών συνθηκών έχει ιδιαίτερη Ψηφιακή συλλογή

σημασία για τον καθορισμό των εξισώσεων πρόβλεψης της εδαφικής κίνησης (Ground Motion Prediction Equations – GMPEs), οι οποίες αξιοποιούνται για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας σε μία περιοχή (Abrahamson et al. 2014, Boore et al. 2014, Barani et al. 2017). Τέλος, η σύνδεση της V_s με τις ελαστικές σταθερές των στρωμάτων του υπεδάφους προσφέρει χρήσιμες πληροφορίες στη γεωτεχνική σεισμική μηχανική και τεχνική σεισμολογία, που εξυπηρετούν στον αξιόπιστο σχεδιασμό της θεμελίωσης και της κατασκευής τεχνικών έργων υψηλής σημασίας, σε μικρή ή μεγάλη κλίμακα.

Η παρούσα διδακτορική διατριβή επικεντρώθηκε στην εκτίμηση 3D εδαφικών μοντέλων σε γεωτεχνική κλίμακα και σε ένα αστικό περιβάλλον, εφαρμόζοντας τη μέθοδο της τομογραφίας εδαφικού θορύβου του υπεδάφους με τη χρήση ειδικών δικτύων σεισμομέτρων. Η γεωτεχνική κλίμακα αναφέρεται στον προσδιορισμό της γεωφυσικής δομής των επιφανειακών στρωμάτων του υπεδάφους, ενώ η εφαρμογή σε αστικό περιβάλλον παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον, εξαιτίας των περιορισμών και μειονεκτημάτων που εμφανίζονται στις περισσότερες ενεργητικές μεθόδους διασκόπησης για την εκτίμηση των εδαφικών μοντέλων. Ο κύριος στόχος της διατριβής ήταν διπλός. Πρώτος στόχος είναι η αξιολόγηση της τομογραφικής μεθόδου εδαφικού θορύβου για την παραγωγή αξιόπιστων εδαφικών μοντέλων, έτσι ώστε να είναι εφικτή η εκμετάλλευση τους στη μελέτη της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση. Δεύτερος στόχος αποτελεί η διερεύνηση της δυνατότητας χρήσης της μεθόδου για πρακτικές γεωτεχνικές εφαρμογές, κάτι που προϋποθέτει την ολοκλήρωση της και την εξαγωγή πληροφοριών για την εδαφική δομή μέσα σε ένα σχετικά μικρό χρονικό διάστημα. Αντικείμενο της διατριβής ήταν η αναγνώριση των κύριων επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής, καθώς και της χωρικής κατανομής της Vs στο υπέδαφος του κεντρικού τμήματος της πόλης της Θεσσαλονίκης (Βόρεια Ελλάδα). Η συγκεκριμένη μεθοδολογία επιλέχθηκε γιατί οι εφαρμογές της σε αστικά περιβάλλονται είναι λίγες διεθνώς, καθώς και για το λόγο ότι παρουσιάζουν πολλά και σημαντικά πλεονεκτήματα. Ενδεικτικά αναφέρονται το χαμηλό κόστος, οι μικρές απαιτήσεις σε εξοπλισμό και προσωπικό, η εφαρμογή σε οποιοδήποτε μέρος και χρόνο, η ευκολία και η ταχύτητα της επεξεργασίας των δεδομένων, τα αξιόπιστα αποτελέσματα, η άντληση πληροφοριών σε σχετικά μεγάλα βάθη της εδαφικής δομής και ότι δεν προκαλούν περιβαλλοντικές διαταραχές. Στη συνέχεια περιγράφεται συνοπτικά ο εδαφικός θόρυβος, οι εφαρμογές του σε διάφορες περιοχές παγκοσμίως, αλλά και στον Ελληνικό χώρο. Τέλος,

παρουσιάζονται πληροφορίες και για την περιοχή μελέτης, με έμφαση στις διαθέσιμες γεωλογικές, γεωφυσικές και γεωτεχνικές πληροφορίες.

1.1 Εδαφικός Θόρυβος

Η παρατήρηση ταλαντώσεων μικρού πλάτους και διαφορετικής συχνότητας σε κάθε καταγραφή της εδαφικής κίνησης οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η επιφάνεια της Γης βρίσκεται πάντοτε σε κίνηση, ακόμα και χωρίς τη γένεση σεισμών. Αυτές οι συνεχόμενες ταλαντώσεις της επιφάνειας της Γης ονομάζονται εδαφικός θόρυβος (Ambient Noise) ή εδαφικές δονήσεις (Ambient Vibrations). Το πλάτος ταλάντωσης της επιφάνειας τη Γης που οφείλεται στη διάδοση του εδαφικού θορύβου είναι γενικά πολύ μικρό, της τάξης των 0.1 με 10μm. Είναι προφανές ότι η ανίχνευση του εδαφικού θορύβου είναι εφικτή μόνο με τη χρήση κατάλληλων σεισμολογικών οργάνων (σεισμόμετρα υψηλής ευαισθησίας), αφού ξεπερνά τις δυνατότητες της ανθρώπινης αντίληψης. Οι πηγές προέλευσης του εδαφικού θορύβου διαχωρίζονται γενικά σε δύο βασικές κατηγορίες: α) σε φυσικές ή περιβαλλοντικές και, β) σε ανθρωπογενείς. Στην πρώτη κατηγορία ανήκει η κυκλοφορία των αέριων μαζών, οι αλλαγές στην ατμοσφαιρική πίεση, η πρόσκρουση των θαλάσσιων κυμάτων στις παράκτιες περιοχές, η ροή του νερού στους χείμαρρους ή στις κοίτες των ποταμών, οι παλίρροιες, η ηφαιστειακή δράση κτλ., ενώ στη δεύτερη η μετακίνηση οχημάτων στους αυτοκινητόδρομους, το επίγειο και υπόγειο σιδηροδρομικό δίκτυο, οι βιομηχανικές εγκαταστάσεις ή γενικά οι ανθρώπινες δραστηριότητες.

Αν και η ονομασία του εδαφικού θορύβου παραπέμπει στο τμήμα των καταγραφών της εδαφικής κίνησης που συνήθως απορρίπτεται από την επεξεργασία των δεδομένων, η εκμετάλλευση του μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την εξαγωγή σημαντικών πληροφορίων που σχετίζονται με την πηγή προέλευσής του, τον δρόμο διάδοσης από την πηγή έως τη θέση καταγραφής του, καθώς και τις τοπικές εδαφικές συνθήκες.

1.1.1 Πηγές εδαφικού θορύβου

Η προέλευση του εδαφικού θορύβου από ένα μεγάλο πλήθος διαφορετικών πηγών έχει άμεση επίπτωση στο εύρος συχνοτήτων που μπορεί να περιέχει, καθώς και στον αριθμό των χαρακτηριστικών τιμών της που μεταφέρουν τη μέγιστη ενέργεια. Ανάλογα με την πηγή προέλευσης του (φυσική ή ανθρωπογενής) οι ιδιότητες του εδαφικού θορύβου είναι διαφορετικές, τόσο στο πεδίου του χρόνου, όσο και στο πεδίο των συχνοτήτων. Το γεγονός αυτό μπορούμε να το εκμεταλλευτούμε με τον αντίστροφο τρόπο, έτσι ώστε η αναγνώριση συγκεκριμένων τιμών συχνοτήτων στο κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου να αποδοθεί σε ορισμένες κύριες πηγές του.

Ψηφιακή συλλογή

Η διάδοση του κυματικού πεδίου του εδαφικού θορύβου μπορεί να θεωρηθεί ως μία στοχαστική διαδικασία με φασματικό περιεχόμενο που δύσκολα μπορεί να προσδιοριστεί με ακρίβεια (Bormann & Wielandt 2013), αφού παρουσιάζει έντονη μεταβλητότητα, τόσο χωρική, όσο και χρονική, σε μία θέση μέτρησης. Ωστόσο, η διερεύνηση των στατιστικών ιδιοτήτων του φάσματος του εδαφικού θορύβου παρέχει πολύ χρήσιμες πληροφορίες για πλήθος εφαρμογών. Ενδεικτικά αναφέρεται η συμβολή της στη βελτιστοποίηση της εγκατάστασης μόνιμων σεισμολογικών δικτύων με την εκτίμηση του κατώτερου ορίου των μεγεθών που θα μπορέσουν να εντοπιστούν σε κάθε σταθμό καταγραφής της εδαφικής κίνησης.

Με βάση το φασματικό περιεχόμενο του, ο εδαφικός θόρυβος διαιρείται σε τρεις κατηγορίες (Li 2018), οι οποίες κατά αύξουσα σειρά περιόδων ονομάζονται: **a**) μικροδονήσεις (Microtremors), **β**) μικροσεισμοί (Microseism) και, "βουητό" (Hum). Οι μικροσεισμοί διαιρούνται με δύο επιπλέον **y**) υποκατηγορίες, σε πρωτεύοντες (Primary) και δευτερεύοντες (Secondary). Όμως, εξαιτίας της έντονης χωρικής και χρονικής διαφοροποίησης που παρατηρείται στο φασματικό πεδίο συχνοτήτων του εδαφικού θορύβου τα όρια μεταξύ των παραπάνω κατηγοριών δεν είναι απόλυτα σαφή. Είναι γενικά αποδεκτό ότι το όριο μεταξύ μικροδονήσεων και μικροσεισμών εντοπίζεται περίπου στα 0.5 έως 1sec (1 έως 2Hz), ενώ το όριο μεταξύ των μικροσεισμών με το εδαφικό "βουητό" στα 20 με 30sec (0.033 με 0.05Hz), χωρίς να αποκλείονται τιμές κοντά στα 50sec (0.02Hz). Το όριο μεταξύ των πρωτευόντων και δευτερευόντων μικροσεισμικών τοποθετείται κατά μέσο όρο στα 10sec (0.1Hz). Ένα παράδειγμα φάσματος ημερήσιας καταγραφής εδαφικού θορύβου στο μόνιμο σεισμολογικό σταθμό ΤΑΜ της Αλγερίας (Gualtieri 2014), όπου διακρίνονται τα τοπικά μέγιστα των πρωτευόντων και δευτερευόντων μικροσεισμών, παρουσιάζεται στο Σχήμα 1.1.

Η διάδοση των μικροδονήσεων αποδίδεται στη δράση ανθρωπογενών παραγόντων. Η μεταβολή του φασματικού του πλάτους παρουσιάζει τυχαία τοπικά μέγιστα με μη-κανονική κατανομή (Groos & Ritter 2009, Steim 2015, Albert & Decato 2017). Επιπλέον, είναι τυπική η εμφάνιση σημαντικών



Σχήμα 1.1: Φάσμα ημερήσιας καταγραφής εδαφικού θορύβου από μόνιμο σεισμολογικό σταθμό (ΤΑΜ, Αλγερία). Με γκρι πλαίσια απεικονίζονται τα διαστήματα περιόδων όπου διακρίνονται τα τοπικά μέγιστα των δευτερευόντων μικροσεισμών (Secondary Microseisms), των πρωτευόντων μικροσεισμών (Primary Microseisms), καθώς και τμήμα του φάσματος που αντιστοιχεί στο εδαφικό "βουητό" (Hum) (Gualtieri 2014, τροποποιημένο).

ημερήσιων μεταβολών στο φασματικό του περιεχόμενο (Fyen 1990, McNamara & Buland 2004, Evangelidis & Melis 2012, Diaz 2016, Green et al. 2017), όπου το μέγιστο πλάτος του παρατηρείται κατά τη διάρκεια των ωρών ηλιοφάνειας και το ελάχιστο τις βραδινές ώρες. Παρόμοια συμπεριφορά εμφανίζεται και στη μελέτη των εβδομαδιαίων διακυμάνσεων του φασματικού πλάτους (Bonnefoy-Claudet et al. 2006, Green et al. 2017), με τη μέση στάθμη του να αυξάνεται κατά τις εργάσιμες μέρες της εβδομάδας σε σχέση με τα σαββατοκύριακα. Τέλος, εκτός από ημερήσιες και εβδομαδιαίες μεταβολές, έχουν διαπιστωθεί και εποχιακές διακυμάνσεις του εδαφικού θορύβου (Panou et al. 2005, Koper & de Foy 2008, Hillers & Ben-Zion 2011).

Σε αντίθεση με τις μικροδονήσεις, η διάδοση των μικροσεισμών οφείλεται στη δράση φυσικών παραγόντων. Η μεταβολή του φασματικού πλάτους των μικροσεισμών χαρακτηρίζεται από χρονική σταθερότητα και ομοιογένεια, ακολουθώντας κανονική κατανομή (Peterson 1993, Steim 2015). Συγκεκριμένα, τα δύο κύρια τοπικά μέγιστα που παρατηρούνται γενικά στο φασματικό τους περιεχόμενο μπορούν να ερμηνευτούν από τις μη-γραμμικές αλληλεπιδράσεις μεταξύ των ωκεάνιων κυμάτων και της βαθυμετρίας του πυθμένα (πρωτεύοντες μικροσεισμοί), καθώς και από τη δημιουργία στάσιμων κυμάτων από τη διάδοση τους σε αντίθετες διευθύνσεις (δευτερεύοντες μικροσεισμοί).

Συνοψίζοντας όλα τα αποτελέσματα που αφορούν τις πηγές προέλευσης του εδαφικού θορύβου μπορούμε να καταλήξουμε στα παρακάτω βασικά συμπεράσματα (Bonnefoy-Claudet et al. 2006):

- Ο εδαφικός θόρυβος με συχνότητες μικρότερες των 0.5Hz προέρχεται κυρίως από τη δράση των ωκεανών και από μεγάλης κλίμακας μετεωρολογικά φαινόμενα.
- Ο εδαφικός θόρυβος με συχνότητες γύρω στο 1Hz οφείλεται κυρίως στην επίδραση του ανέμου και σε τοπικής κλίμακας μετεωρολογικά φαινόμενα.
- Σε συχνότητες μεγαλύτερες του 1Hz ο εδαφικός θόρυβος οφείλεται σχεδόν αποκλειστικά στις ανθρώπινες δραστηριότητες.

1.1.2 Φύση του εδαφικού θορύβου

Ψηφιακή συλλογή

Η κατανόηση της φύσης (κυματικού περιεχομένου) του εδαφικού θορύβου είναι απαραίτητη προϋπόθεση για τον καθορισμό των δυνατοτήτων και των περιορισμών των μεθόδων που στηρίζονται στη μέτρηση και ανάλυση των καταγραφών του (π.χ. μέθοδος *HVSR*, τεχνική ειδικών δικτύων σεισμομέτρων, μέθοδος τομογραφίας εδαφικού θορύβου του υπεδάφους). Με αυτό τον τρόπο μπορεί να αξιολογηθεί η αποτελεσματικότητα τους στη μελέτη των τοπικών εδαφικών συνθηκών, καθώς και στη διαχείριση του σεισμικού κινδύνου, ειδικά σε αστικά περιβάλλοντα.

Λαμβάνοντας υπόψη ότι η πλειονότητα των πηγών εδαφικού θορύβου κατανέμονται στην επιφάνεια της Γης ή τουλάχιστον πολύ κοντά σε αυτή ανεξάρτητα από την προέλευση τους (φυσική ή ανθρωπογενής), η άποψη ότι η παρουσία των επιφανειακών κυμάτων είναι κυρίαρχη στο κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου είναι η επικρατούσα στη επιστημονική κοινότητα (Bonnefoy-Claudet et al. 2006, Larose et al. 2006, Ebeling 2012). Παρόλα αυτά, η συμμετοχή των κυμάτων χώρου (*P*, *S*) στον εδαφικό θόρυβο υφίσταται, έστω και σε μικρό ποσοστό, ενώ μπορεί να αναγνωριστεί κυρίως από την επεξεργασία των δεδομένων σε σεισμολογικά δίκτυα (Gerstoft et al. 2008, Koper et al. 2010, Pyle et al. 2015).

Κατά συνέπεια, μία ολοκληρωμένη ανάλυση της φύσης του εδαφικού θορύβου πρέπει να περιλαμβάνει το διαχωρισμό του σε κύματα χώρου (*P*, *S_V*, *S_H*), επιφανειακά κύματα (*Rayleigh* και *Love*), καθώς και τον υπολογισμό της Κεφάλαιο 1º

ποσοτικής αναλογίας κάθε είδους κύματος. Ο συγκεκριμένος διαχωρισμός είναι εξαιρετικά δύσκολος, διότι το κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου εμφανίζει έντονες μεταβολές από θέση σε θέση, καθώς και εξάρτηση από τη χρονική περίοδο καταγραφής του (Bonnefoy-Claudet et al. 2006, Gualtieri et al. 2015, Tanimoto et al. 2016). Ειδικότερα, τα θέματα που πρέπει να απαντηθούν για τη σύνθεση του κυματικού πεδίου στον εδαφικό θόρυβο αφορούν τη σχετική αναλογία των κυμάτων χώρου και των επιφανειακών κυμάτων, τη σχετική αναλογία των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* και *Love* και για τα επιφανειακά κύματα ποια είναι η σχετική αναλογία των θεμελιωδών και ανώτερων αρμονικών όρων.

Το ποσοστό συμμετοχής των επιφανειακών κυμάτων στη σύνθεση του κυματικού πεδίου του εδαφικού θορύβου θεωρείται κυρίαρχο στις χαμηλές συχνότητες (< 1Hz), ενώ στις υψηλότερες συχνότητες αυξάνεται η παρεμβολή των κυμάτων χώρου (Toksöz & Lacoss 1968, Horike 1985, Yamanaka et al. 1994). Γενικά, θεωρείται ότι το μεγαλύτερο ποσοστό ενέργειας των επιφανειακών κυμάτων διαδίδεται ως κύματα *Rayleigh* (κυρίως το θεμελιώδη αρμονικό όρο). Όμως, σε ορισμένες περιπτώσεις το ποσοστό συμμετοχής των επιφανειακών κυμάτων *Love* είναι εξίσου υψηλό, ειδικά σε συχνότητες μεγαλύτερες του 1Hz (Chouet et al. 1998, Yamamoto 2000, Cornou et al. 2003, Okada 2003).

Η κατανομή της ενέργειας στους διάφορους αρμονικούς όρους των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* είναι πολύ δύσκολο να υπολογιστεί, εξαιτίας της επίδρασης των ετερογενειών της δομής του υπεδάφους. Η ανάλυση συνθετικών καταγραφών εδαφικού θορύβου σε διαφορετικά γεωφυσικά μοντέλα δομής οδήγησε στο συμπέρασμα ότι η κατανομή της V_s έχει καθοριστικό ρόλο στη διέγερση των ανώτερων αρμονικών όρων (Tokimatsu 1997). Επιπλέον, μία ένδειξη της παρουσίας τους στο κυματικό πεδίου του εδαφικού θορύβου αποτελεί η παρατήρηση πολλαπλών τοπικών μέγιστων στις καμπύλες *HVSR* (Bodin et al. 2001, Asten & Dhu 2002).

Από τα παραπάνω είναι προφανές ότι χρειάζεται περισσότερη διερεύνηση για την καλύτερη προσέγγιση της σύνθεσης του κυματικού πεδίου του εδαφικού θορύβου και το θέμα παραμένει ανοιχτό για μελλοντική έρευνα.

1.2 Εφαρμογές των Μεθόδων Εδαφικού Θορύβου

Αν και η αναγνώριση της χρήσης δεδομένων εδαφικού θορύβου ως ένα

υποσχόμενο και αξιόπιστο εργαλείο για την εκτίμηση της 1D γεωφυσικής δομής του υπεδάφους εντοπίζεται στο τέλος της δεκαετίας του 1950, με την πρωτοποριακή για την εποχή της εργασία του Aki (1957), η εκτεταμένη εφαρμογή των μεθόδων εδαφικού θορύβου από την επιστημονική κοινότητα άρχισε αρκετά χρόνια αργότερα, κυρίως από την επισροή των εργασιών των Nogoshi & Igarashi (1971) και του Nakamura (1989, 2000). Οι δύο αυτοί ερευνητές, παρά τις αντικρουόμενες ερμηνείες τους για το θεωρητικό υπόβαθρο της μεθοδολογίας, εισήγαγαν ένα εναλλακτικό, εύκολο και αξιόπιστο τρόπο εξαγωγής απαραίτητων πληροφοριών για τη μελέτη της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση. Το σημαντικό πλεονέκτημα της συγκεκριμένης μεθόδου ήταν η αποφυγή των κυριότερων μειονεκτημάτων που εμφανίζονται με τη χρήση εδραιωμένων μεθόδων ανάλυσης σεισμικών καταγραφών.

Ψηφιακή συλλογή

Η εκμετάλλευση των δεδομένων εδαφικού θορύβου επικεντρώνεται σε δύο βασικές εφαρμογές. Πρώτον, στις μικροζωνικές μελέτες (Microzonation Studies) με τις οποίες πραγματοποιείται οριοθέτηση περιοχών με κοινά χαρακτηριστικά απόκρισης στη σεισμική εδαφική κίνηση. Δεύτερον, στον προσδιορισμό της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους και κυρίως στην εκτίμηση της χωρικής κατανομής της V_s στα επιφανειακά στρώματα, καθώς και στην ανίχνευση επιφανειών ασυνέχειας που διαχωρίζουν σχηματισμούς με σημαντική διαφορά στις φυσικές και μηχανικές ιδιότητες τους. Μία από αυτές τις επιφάνειες που παρουσιάζει εξαιρετικό γεωτεχνικό ενδιαφέρον είναι το βάθος του γεωλογικού ή σεισμικού υποβάθρου σε μία περιοχή μελέτης, το οποίο καθορίζει το συνολικό πάχος των επιφανειακών ιζηματογενών στρωμάτων της εδαφικής δομής.

Παραδείγματα εφαρμογών από μεθόδους που στηρίζονται στην συλλογή και επεξεργασία καταγραφών εδαφικού θορύβου περιγράφονται συνοπτικά στις παρακάτω υποπαραγράφους, αρχικά σε παγκόσμια κλίμακα και στη συνέχεια στον Ελληνικό χώρο, καταλήγοντας σε εφαρμογές που αφορούν την ευρύτερη περιοχή μελέτης (μητροπολιτικό συγκρότημα Θεσσαλονίκης).

1.2.1 Εφαρμογές των μεθόδων εδαφικού θορύβου σε παγκόσμια κλίμακα

Η ευρεία χρήση των μεθόδων εδαφικού θορύβου από την επιστημονική κοινότητα παγκοσμίως, έχει ως αποτέλεσμα την ύπαρξη σημαντικού αριθμού παραδειγμάτων εφαρμογής τους σε διαφορετικές γεωλογικές συνθήκες, χωρικές κλίμακες, καθώς και σε αστικά περιβάλλοντα ή στο ελεύθερο πεδίο.

Κεφάλαιο 1º

Επιπλέον, η παραγωγή εργασιών με κύριο αντικείμενο τον εδαφικό θόρυβο αυξάνεται εκθετικά κατά τη διάρκεια των τελευταίων δεκαετιών. Οι συγκεκριμένες εργασίες δεν αφορούν μόνο στις εφαρμογές γεωτεχνικού ή γεωφυσικού ενδιαφέροντος σε μία περιοχή, αλλά και μελέτες για τη διερεύνηση του θεωρητικού υποβάθρου των μεθόδων εδαφικού θορύβου, τη βελτίωση του τρόπου υπολογισμού των παραμέτρων απόκρισης των εδαφικών σχηματισμών (Carniel et al. 2006, Tuan et al. 2016), την ανάπτυξη νέων τεχνικών επεξεργασίας των δεδομένων για τον προσδιορισμό της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους, όπως και της τεκμηρίωσης των δυνατοτήτων και των περιορισμών τους (Bard 1999, Delgado et al. 2000, Bard et al. 2004, Sanchez-Sesma et al. 2011, Pilz & Parolai 2014). Στη συνέχεια αναφέρονται συνοπτικά επιλεγμένες εφαρμογές των μεθόδων εδαφικού θορύβου, σε μία προσπάθεια περιγραφής των σημαντικότερων περιπτώσεων, με έμφαση στην αντίληψη του ρόλου που διαδραμάτισαν στη μελέτη της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση.

Η πιο διαδεδομένη εφαρμογή των μεθόδων εδαφικού θορύβου, ειδικότερα κατά τις προηγούμενες δεκαετίες, αφορά τις μικροζωνικές μελέτες σε αστικά περιβάλλοντα. Η συγκεκριμένη εφαρμογή είναι αναμενόμενη και οφείλεται στην ανάγκη για τη βέλτιστη διαχείριση του σεισμικού κινδύνου, αφού οι σεισμικές βλάβες στο δομημένο ιστό των σύγχρονων πόλεων μπορούν να έχουν σοβαρές κοινωνικές και οικονομικές επιπτώσεις. Επιπλέον, η ευκολία συλλογής των δεδομένων εδαφικού θορύβου, σε συνδυασμό με την ταχύτητα της επεξεργασίας τους και την παραγωγή των αποτελεσμάτων, καθώς και η δυνατότητα εφαρμογή τους σε περιοχές με χαμηλή έως μέτρια σεισμικότητα, συμβάλλουν ουσιαστικά στην παραπάνω προτίμηση. Ο προσδιορισμός της απόκρισης των επιφανειακών σχηματισμών σε περίπτωση σεισμικής διέγερσης, χωρίς να είναι αναγκαία η συλλογή σεισμικών καταγραφών, οδήγησε αρκετούς ερευνητές (Field et al. 1990, Lermo & Chavez-Garcia 1994, Field & Jacob 1995, Konno & Ohmachi 1998, Maresca et al. 2003, Nguyen et al. 2004, Lozano et al. 2008, Navarro et al. 2013, μεταξύ άλλων) στη διεξαγωγή ενός συνόλου μετρήσεων εδαφικού θορύβου με τη χρήση μονού σταθμού (Single Station) μέσα σε πολεοδομικά συγκροτήματα. Η επεξεργασία των δεδομένων με τη μέθοδο HVSR και SSR, παρείχε τη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα (fo) των επιφανειακών σχηματισμών του υπεδάφους και μία εκτίμηση της μέγιστης ενίσχυσης (A0) της εδαφικής κίνησης. Συγχρόνως, για τον έλεγχο της εγκυρότητας των αποτελεσμάτων, οι τιμές της f_0 και του A_0 που προέκυψαν από καταγραφές εδαφικού θορύβου, συγκρίθηκαν με αντίστοιχες σεισμικών καταγραφών. Αν και σε ορισμένες περιοχές παρατηρήθηκε ικανοποιητική συσχέτιση από αυτή τη σύγκριση, η πλειονότητα των περιπτώσεων χαρακτηρίζεται από ασυμφωνία στον υπολογισμό του παράγοντα ενίσχυσης, A_0 . Η επιβεβαίωση αυτού του γεγονότος προήλθε και από θεωρητικές μελέτες με αριθμητική προσομοίωση του κυματικού πεδίου του εδαφικού θορύβου και την ανάλυση των συνθετικών καταγραφών (Lachet & Bard 1994, Fah et al. 2001, Bonnefoy-Claudet et al. 2006).

Ψηφιακή συλλογή

Για την περαιτέρω διερεύνηση αυτής της ασυμφωνίας, οι Haghshenas et al. (2008) στο πλαίσιο του ερευνητικού έργου SESAME (Site EffectS assessment using AMbient Excitations, 2001-2004), α avalue δ a μ evalue α λ η θ α σεισμικών καταγραφών και εδαφικού θορύβου με τη χρήση των μεθόδων HVSR και SSR σε περισσότερες από 200 θέσεις με διαφορετικές γεωλογικές συνθήκες, κατέληξαν σε ενδιαφέροντα συμπεράσματα σχετικά με την αξιοπιστία υπολογισμών των παραμέτρων της f_0 και του A_0 . Συγκεκριμένα, παρατηρήθηκε σύμπτωση των τιμών της fo μεταξύ των δύο μεθοδολογιών, αλλά μία συστηματική υποεκτίμηση των τιμών του Αο που προκύπτει από την ανάλυση καταγραφών εδαφικού θορύβου (Σχήμα 1.2). Συνεπώς, είναι δυνατή η αξιόπιστη εξαγωγή της fo των επιφανειακών στρωμάτων του υπεδάφους, όμως ο A₀ μπορεί να θεωρηθεί ως ένα κατώτερο όριο ενίσχυσης της εδαφικής κίνησης. Σε παρόμοια συμπεράσματα κατέληξε και μία πιο πρόσφατη έρευνα από τους Perron et al. (2018). Οι ίδιοι ερευνητές πρότειναν μία υβριδική μέθοδο υπολογισμού του SSR από καταγραφές εδαφικού θορύβου, η οποία περιλαμβάνει την εγκατάσταση ενός ακόμα σταθμού γνωστής ενίσχυσης ενδιάμεσα του σταθμού αναφοράς (σε σκληρό πέτρωμα) και του σταθμού στη θέση που επιθυμούμε να υπολογίσουμε την ενίσχυση της εδαφικής κίνησης (ιζηματογενείς σχηματισμούς). Με αυτό τον τρόπο, υποστηρίζεται ότι τα αποτελέσματα της υβριδικής αυτής μεθόδου προσεγγίζουν τα αντίστοιχα αποτελέσματα της μεθόδου SSR σε σεισμικές καταγραφές για ένα ευρύ φάσμα συχνοτήτων.

Τα χαρακτηριστικά απόκρισης (π.χ. f_0 και A_0) των επιφανειακών στρωμάτων της εδαφικής δομής που προκύπτουν από την ανάλυση των δεδομένων εδαφικού θορύβου, χρησιμοποιήθηκαν σε ορισμένες εφαρμογές για την εύρεση της πιθανής συσχέτισης τους με τη χωρική κατανομή των σεισμικών βλαβών (Toshinawa et al. 1997, Guegen et al. 1998, Mucciarelli & Monachesi 1999, Ansal et al. 2001, Gosar et al. 2001, Duval et al. 2001, D'Amico et al. 2002, Gallipoli et al. 2003, Teves-Costa et al. 2004, Theodoulidis



Σχήμα 1.2: Σύγκριση των τιμών της θεμελιώδους ιδιοσυχότητας (f_0) των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών, όπως προέκυψαν από την επεξεργασία καταγραφών εδαφικού θορύβου με τη μέθοδο HVSR και την ανάλυση σεισμικών καταγραφών με τη μέθοδο SSR (a), καθώς και με τη μέθοδο RF (b). Παρόμοια σύγκριση απεικονίζεται και για τον παράγοντα ενίσχυσης (A_0) της εδαφικής κίνησης (διαγράμμα c και d για τη σύγκριση μεταξύ της μεθόδου HVSR εδαφικού θορύβου και των μεθόδων SSR (a), καθώς του των επόγκριση απεικονίζεται και για τον παράγοντα ενίσχυσης (A_0) της εδαφικής κίνησης (διαγράμμα c και d για τη σύγκριση μεταξύ της μεθόδου HVSR εδαφικού θορύβου και των μεθόδων SSR και RF, αντίστοιχα). Όλες οι συγκρίσεις παρουσιάζουν πολύ καλή συμφωνία, εκτός από το διάγραμμα c, όπου οι τιμές του A_0 που προκύπτουν από τη μέθοδο HVSR εδαφικού θορύβου είναι συστηματικά μικρότερες από τις αντίστοιχες της μεθόδου SSR των σεισμικών καταγραφών (Haghshenas et al. 2008, τροποποιημένο).

et al. 2006). Η συγκέντρωση του μεγαλύτερου μέρους των αστοχιών στις τεχνητές κατασκευές κυρίως σε θέσεις που παρουσιάζουν υψηλές τιμές της ενίσχυσης (A_0) της εδαφικής κίνησης, είναι ενθαρρυντική για την αξιοποίηση των μεθόδων εδαφικού θορύβου, καθώς και για την αναγνώριση ευάλωτων περιοχών σε μελλοντικές σεισμικές διεγέρσεις. Ωστόσο, η διερεύνηση της συγκεκριμένης εφαρμογής με μεγαλύτερη λεπτομέρεια είναι αναγκαία, διότι δεν οδηγεί πάντα σε ικανοποιητικά αποτελέσματα. Σε μία προσπάθεια ποσοτικοποίησης της παραπάνω συσχέτισης, ο Nakamura (1996) πρότεινε ένα
Ψηφιακή συλλογή

δείκτη τρωτότητας (Vulnerability Index), $K_g = A_0^2 / f_0$, των εδαφικών σχηματισμών, ο οποίος εξαρτάται από τις τιμές της f_0 και του A_0 που υπολογίζονται σε μία θέση από τις καταγραφές εδαφικού θορύβου.

Η σύνδεση της f_0 με την κατανομή της V_s στο υπέδαφος, καθώς και με το πάχος (H) του συνολικού "πακέτου" των ιζηματογενών στρωμάτων που αποτελείται η εδαφική δομή ($f_0=V_s/4H$), επέτρεψε σε ορισμένους ερευνητές (Seht & Wohlenberg 1999, Delgado et al. 2000, Bodin et al. 2001, Delgado et al. 2002, Garcia-Jerez et al. 2006, μεταξύ άλλων) να χαρτογραφήσουν τη μεταβολή της ανώτερης επιφάνειας του υποβάθρου σε συνάρτηση με το βάθος και να προσδιορίσουν τη γεωμετρία του από μετρήσεις εδαφικού θορύβου. Η V_s που αποτελεί την απαραίτητη παράμετρο για αυτή τη χαρτογράφηση, υπολογίστηκε με *επιτόπου* (*in-situ*) μετρήσεις μέσα σε γεωτρήσεις ή με την εφαρμογή ανεξάρτητων γεωφυσικών μεθόδων. Από τη σύγκριση των αποτελεσμάτων με γεωλογικές και γεωτεχνικές πληροφορίες, προέκυψε ότι είναι δυνατή η ανάδειξη των βασικών γεωμετρικών χαρακτηριστικών της επιφάνειας επαφής μεταξύ των χαλαρών και συνεκτικών σχηματισμών της δομής του υπεδάφους και ο καθορισμός του πάχους των ιζημάτων.

Παράλληλα με τις προσπάθειες εκτίμησης της απόκρισης των επιφανειακών στρωμάτων στη σεισμική κίνηση, η ανάπτυξη της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων δημιούργησε τις απαραίτητες συνθήκες για την αξιοποίηση των δεδομένων εδαφικού θορύβου στον προσδιορισμό της 1D γεωφυσικής δομής του υπεδάφους. Η εφαρμογή της συγκεκριμένης τεχνικής προϋποθέτει την εγκατάσταση πολλαπλών σταθμών σύγχρονης καταγραφής εδαφικού θορύβου σε μία περιοχή, ακολουθώντας κατάλληλες διατάξεις. Η κύρια ώθηση για την ανάπτυξη της πραγματοποιήθηκε με την εισαγωγή δύο βασικών μεθοδολογιών επεξεργασίας των δεδομένων, οι οποίες είναι η μέθοδος συχνότητας-κυματάριθμου (Frequency-Wavenumber ή f-k) και η μέθοδος χωρικής αυτοσυσχέτισης (Spatial Autocorrelation ή SPAC). Η μέθοδος f-k επιτρέπει τον υπολογισμό της ταχύτητας φάσης και του αζιμούθιου των επιφανειακών κυμάτων που διαδίδονται με τη μέγιστη ενέργεια στο χώρο του ειδικού δικτύου για διακριτές τιμές της συχνότητας (Lacoss et al. 1969), οδηγώντας στην κατασκευή της καμπύλης σκέδασης. Η μέθοδος f-k τροποποιήθηκε από τον Capon (1969) και μετονομάστηκε σε μέθοδο υψηλής ανάλυσης συχνότητας-κυματάριθμου (High Resolution Frequency-Wavenumber ή HRFK), προσφέροντας αυξημένη διακριτική ικανότητα, καθώς και τη δυνατότητα εξαγωγής των καμπύλων σκέδασης σε μεγαλύτερο εύρος συχνοτήτων. Παρόμοια αποτελέσματα προκύπτουν με τη μέθοδο SPAC και τον υπολογισμό της συνάρτησης χωρικής αυτοσυσχέτισης από τις καταγραφές εδαφικού θορύβου για κάθε ζεύγος σταθμών του ειδικού δικτύου (Aki 1957, Aki 1965).

Ανεξάρτητα από την επιλογή της μεθόδου επεξεργασίας των δεδομένων (*f-k* ή *HRFK*, *SPAC*), ο προσδιορισμός της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους προκύπτει από την 1D αντιστροφή της εξαγόμενης καμπύλης σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων. Αν και έχουν προταθεί διάφορες τεχνικές αντιστροφής των καμπύλων σκέδασης, η χρήση του *αλγόριθμου γειτνίασης* (*Neighborhood Algorithm*) αποτελεί ένα υποσχόμενο εργαλείο, προσφέροντας πολύ σημαντικές δυνατότητες (Sambridge 1999a, Sambridge 1999b, Wathelet 2008). Πρόκειται για μία στοχαστική, άμεσης αναζήτησης, τεχνική αντιστροφής δεδομένων μέσα σε ένα πολυδιάστατο χώρο παραμέτρων με μηκανονικά όρια, με έμφαση στη μείωση του απαιτούμενου υπολογιστικού χρόνου ολοκλήρωσης της διαδικασίας, αλλά και την αποτελεσματική διερεύνηση του παραμετρικού χώρου.

Οι Wathelet et al. (2008) αναλύοντας συνθετικές καταγραφές εδαφικού θορύβου με τη χρήση των μεθόδων *f-k*, *HRFK* και *SPAC* παρατήρησαν ότι τα 1D εδαφικά μοντέλα που προκύπτουν από την αντιστροφή των καμπύλων σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων δεν παρουσιάζουν αξιοσημείωτες διαφορές. Το γεγονός αυτό φανερώνει ότι οι παραπάνω μεθοδολογίες μπορούν να θεωρηθούν σχεδόν ισοδύναμες για τον προσδιορισμό της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους, χωρίς να εμφανίζεται κανένα ιδιαίτερο πλεονέκτημα στη χρήση κάποιας συγκεκριμένης μεθοδολογίας.

Αρκετοί ερευνητές (Bettig et al. 2001, Ohori et al. 2002, Ohrnberger et al. 2004, Chavez-Garcia et al. 2005, Wathelet et al. 2005, Di Giulio et al. 2006, Maresca et al. 2006, Kohler et al. 2007, Garcia-Jerez et al. 2010, Navarro et al. 2013, Lontsi et al. 2016, Martinez-Pagan et al. 2018, μεταξύ άλλων) εφάρμοσαν την τεχνική ειδικών δικτύων σεισμομέτρων για την εκτίμηση της κατανομής της *V_s* με το βάθος και την αναγνώριση των κύριων επιφανειών ασυνέχειας στη δομή του υπεδάφους. Η πολύ καλή συσχέτιση των παραγόμενων 1D εδαφικών μοντέλων με τα γεωλογικά και γεωτεχνικά δεδομένα, καθώς και με τα αποτελέσματα ανεξάρτητων γεωφυσικών μετρήσεων, επιβεβαιώνουν τις δυνατότητες της τεχνικής για τον αξιόπιστο προσδιορισμό της γεωφυσικής εφαρμογής της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων και της ενεργητικής γεωφυσικής μεθόδου *MASW*, το οποίο περιλαμβάνει τη σύγκριση των αποτελεσμάτων με τη γεωλογική δομή του υπεδάφους στην περιοχή *Löbnitz*



Σχήμα 1.3: Συνδυαστική εφαρμογή της ενεργητικής γεωφυσικής μεθόδου MASW με την παθητική μέθοδο της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων για την εκτίμηση της 1D κατανομής της V_s του υπεδάφους στην περιοχή Löbnitz στη βόρεια Γερμανία (Lontsi et al. 2016). Με τη συνδυαστική εφαρμογή είναι δυνατή η εξαγωγή τόσο της καμπύλης σκέδασης του θεμελιώδους αρμονικού όρου (a) των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, όσο και του πρώτου ανώτερου (b). Το 1D γεωφυσικό μοντέλο (c) που προέκυψε από την αντιστροφή των καμπύλων σκέδασης βρίσκεται σε πολύ καλή συμφωνία με τη γεωλογική δομή του υπεδάφους (d) από δεδομένα γεωτρήσεων.

στη βόρεια Γερμανία (Lontsi et al. 2016).

Για την αποτελεσματική εφαρμογή της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων σε περιοχές όπου δεν είναι διαθέσιμες επαρκείς πληροφορίες για την εδαφική δομή, οι Di Giulio et al. (2012) προτείναν μία στρατηγική αντιστροφής των καμπύλων σκέδασης. Η στρατηγική αυτή προέκυψε από την επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου που συλλέχθηκαν με την σε 14 επιλεγμένες δικτύων εγκατάσταση ειδικών θέσεις μόνιμων σεισμολογικών σταθμών καταγραφής της ισχυρής εδαφικής κίνησης στην Ευρώπη. Τα παραγόμενα εδαφικά μοντέλα που εμφάνιζαν την καλύτερη συμφωνία με τα διαθέσιμα δεδομένα των γεωτρήσεων, προήρθαν από την 1D αντιστροφή των καμπύλων σκέδασης, θεωρώντας ότι ο χώρος παραμέτρων αποτελείται από τρία έως τέσσερα στρώματα πάνω σε ημιχώρο, με την ταχύτητα των ελαστικών κυμάτων να ακολουθεί ομοιόμορφη κατανομή ή κατανομή με βάση ένα νόμο δύναμης (Power Law) σε συνάρτηση με το βάθος.

Παρόμοιες μετρήσεις εδαφικού θορύβου πραγματοποιήθηκαν σε 33 θέσεις μόνιμα εγκατεστημένων επιταχυνσιογράφων στη βόρεια Γαλλία από τους Hollender et al. (2017), με στόχο τον προσδιορισμό αξιόπιστων τιμών της ταχύτητας των εγκαρσίων ελαστικών κυμάτων στα πρώτα 30m της δομής (Vs₃₀) και την κατηγοριοποίηση των τοπικών εδαφικών συνθηκών σε Κεφάλαιο 1º

κατάλληλες κλάσεις. Τα δεδομένα εδαφικού θορύβου πλαισιώθηκαν με πρόσθετες μετρήσεις από την εφαρμογή ενεργητικών γεωφυσικών μεθόδων (MASW). Η συγκεκριμένη έρευνα κατέληξε σε δύο βασικά συμπεράσματα: **a**) η εφαρμογή ενεργητικών και παθητικών γεωφυσικών μεθόδων σε μία θέση επιτρέπει την εξαγωγή της καμπύλης σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων σε διάστημα συχνοτήτων μεγάλου εύρους, και β) η εκμετάλλευση των καταγραφών της εδαφικής κίνησης που προκύπτουν από την εφαρμογή των ενεργητικών γεωφυσικών μεθόδων στις κατακόρυφες (κύματα *Rayleigh*) και οριζόντιες συνιστώσες (κύματα *Love*) βελτιώνει την εκτίμηση των εδαφικών μοντέλων. Ο παραπάνω συνδυασμός των ενεργητικών και παθητικών εδαφικών συνθηκών ακόμα και σε περιοχές όπου το γεωλογικό υπόβαθρο εντοπίζεται σε πολύ μικρό βάθος ή εμφανίζεται στην επιφάνεια του εδάφους.

Η εξέλιξη της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων και η αναβάθμιση των δυνατοτήτων της στον προσδιορισμό της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους σε δύο (2D) και τρεις (3D) διαστάσεις, πραγματοποιήθηκε με την εισαγωγή της διασυσγέτισης (Cross-Correlation) των καταγραφών εδαφικού θορύβου (Curtis et al. 2006, Gouedard et al. 2008). Πειραματικές παρατηρήσεις (π.χ. Campillo & Paul 2003, Shapiro & Campillo 2004) και η μετέπειτα θεωρητική επιβεβαίωση τους (Snieder 2004, Wapenaar et al. 2004, Roux et al. 2005) αποδεικνύουν ότι είναι εφικτή η κατασκευή, τουλάχιστον μέρους, της συνάρτησης Green (Green's Function) του υλικού μέσου που παρεμβάλλεται μεταξύ δύο σημείων από τη διασυσχέτιση καταγραφών κυματικών πεδίων με χαρακτηριστικά διάγυσης (Diffuse Wavefield). Το κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου αποκτά χαρακτηριστικά διάχυσης, αν χρησιμοποιηθεί η μέση στάθμη των καταγραφών για επαρκές χρονικό διάστημα (Shapiro et al. 2005). Η διασυσχέτιση επιτρέπει τον υπολογισμό των χρόνων διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων για κάθε ζεύγος σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου του ειδικού δικτύου. Επομένως, με τη χρήση μίας τομογραφικής προσέγγισης αντιστροφής των χρόνων διαδρομής προκύπτει η χωρική κατανομή της ταχύτητας των επιφανειακών κυμάτων για διακριτές τιμές της συχνότητας, δηλαδή η 2D γεωφυσική δομή του υπεδάφους στην έκταση του ειδικού δικτύου. Ο συνδυασμός των αποτελεσμάτων της τομογραφικής αντιστροφής για κάθε συχνότητα οδηγεί στην κατασκευή τοπικών καμπύλων σκέδασης επιφανειακών κυμάτων σε ένα σύνολο προεπιλεγμένων θέσεων της περιοχής μελέτης (κελιά ή κόμβοι ενός τομογραφικού πλέγματος). Η 1D αντιστροφή των τοπικών καμπύλων

σκέδασης και η σύνθεση των εδαφικών προφίλ, επιτρέπει την εκτίμηση 3D εδαφικών μοντέλων.

Ψηφιακή συλλογή

Η "τροποποιημένη", κατά μία έννοια, τεχνική ειδικών δικτύων σεισμομέτρων, ονομάζεται μέθοδος της τομογραφίας εδαφικού θορύβου του υπεδάφους με τη χρήση ειδικών δικτύων σεισμομέτρων (Ambient Noise Array Tomography). Η μέθοδος της τομογραφίας εδαφικού θορύβου (σε συντομία) εισήγαγε νέες προοπτικές στην αξιοποίηση και το εύρος εφαρμογών των δεδομένων εδαφικού θορύβου. Ο προσδιορισμός της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους δεν περιορίζεται πλέον σε μία διάσταση, αλλά μπορεί να επεκταθεί πλευρικά, ακόμα και σε χωρικές κλίμακες που προσεγγίζουν την έκταση των ηπείρων. Αρκετοί ερευνητές εφάρμοσαν την τομογραφία εδαφικού θορύβου σε μεγάλη κλίμακα για τον προσδιορισμό της γεωφυσικής δομής του φλοιού και την αναγνώριση γεωλογικών και τεκτονικών χαρακτηριστικών μεγάλων διαστάσεων. Οι συγκεκριμένες εφαρμογές καλύπτουν ένα μεγάλο μέρος της επιφάνειας της Γης. Ενδεικτικά αναφέρονται ορισμένες από αυτές, όπως στην περιοχή του Καναδά (Pawlak et al. 2011, Kao et al. 2013), στις δυτικές ακτές των Ηνωμένων Πολιτειών Aμερικής (Moschetti et al. 2007, Lin et al. 2008, Yang et al. 2008), στη Βραζιλία (Dias et al. 2014, Goutorbe et al. 2015), στην Ευρώπη (Yang et al. 2007), στο NA Θιβέτ (Yao et al. 2006), στην Kiva (Zheng et al. 2008), στην Αυστραλία (Saygin & Kennett 2010) και στην Νέα Ζηλανδία (Lin et al. 2007). Ένα παράδειγμα εφαρμογής της μεθόδου σε αυτή την κλίμακα παρουσιάζεται στο Σχήμα 1.4 από την εργασία των Goutorbe et al. (2015) στην περιοχή της Βραζιλίας.

Εκτός από τις εφαρμογές της τομογραφίας εδαφικού θορύβου σε ηπειρωτική κλίμακα ή ακόμα και σε τοπική (Regional), καλύπτοντας μία ευρύτερη περιοχή που μπορεί να καταλαμβάνει τη συνολική έκταση ή τμήμα μίας χώρας (π.χ. Huang et al. 2010, Fang et al. 2015 στη λεκάνη της Ταϊπέι, Ταϊβάν, Pasten et al. 2016 στη λεκάνη Santiago της Χιλής), εξαιρετικό ενδιαφέρον παρουσιάζει η εφαρμογή της μεθόδου σε γεωτεχνικές κλίμακες (μέγιστη απόσταση των σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου του ειδικού δικτύου από μερικές εκατοντάδες μέτρα έως λίγα χιλιόμετρα). Οι γεωτεχνικές εφαρμογές της τομογραφίας εδαφικού θορύβου επικεντρώνονται στον προσδιορισμό της γεωφυσικής δομής των επιφανειακών στρωμάτων του υπεδάφους. Τα εδαφικά μοντέλα που προκύπτουν από αυτή τη διαδικασία μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τη μελέτη της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών, καθώς και σε πλήθος άλλων πρακτικών γεωτεχνικών



Σχήμα 1.4: Παράδειγμα εφαρμογής της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου του υπεδάφους σε μεγάλη κλίμακα (Gourtobe et al. 2015). Η περιοχή μελέτης καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος της Βραζιλίας (Ν. Αμερική). Στην αριστερή στήλη απεικονίζονται οι θέσεις των σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου με τις αντίστοιχες ακτίνες κάθε ζεύγους. Στη μεσαία στήλη έχει χαρτογραφηθεί η χωρική μεταβολή του μήκους διακριτικής ικανότητας της μεθόδου, ενώ στη δεξιά στήλη οι διακυμάνσεις (perturbations) της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh σε σχέση με το προκαταρκτικό μονοδιάστατο μοντέλο δομής.

εφαρμογών, όπως για τη θεμελίωση τεχνητών έργων.

Ψηφιακή συλλογή

Ένας σημαντικός παράγοντας που καθορίζει την αποτελεσματικότητα της μεθόδου για γεωτεχνικούς σκοπούς είναι το απαιτούμενο χρονικό διάστημα για την ολοκλήρωση της. Σε αντίθεση με της μεγάλης κλίμακας εφαρμογές, στις οποίες είναι απαραίτητη η συλλογή δεδομένων εδαφικού θορύβου για διάρκεια μερικών μηνών ή ετών ώστε να προκύψουν αξιόπιστες καμπύλες διασυσχέτισης, οι περιπτώσεις των γεωτεχνικών εφαρμογών πρέπει να ολοκληρώνονται μέσα σε ένα χρονικό διάστημα που να έχει πρακτική σημασία (π.χ. σε μερικές εβδομάδες). Η μέθοδος της τομογραφίας εδαφικού θορύβου εφαρμόστηκε από αρκετούς ερευνητές σε γεωτεχνικές κλίμακες (Picozzi et al. 2009, Renalier 2010, de Ridder & Dellinger 2011, Pilz et al. 2012, Behm & Snieder 2013, Lin et al. 2013, Mordret et al. 2013, Hannemann et al. 2014, Shirzad et al. 2015, Inzunza et al. 2018) για την αποτύπωση της γεωφυσικής δομής και τον εντοπισμό των κύριων επιφανειών ασυνέχειας του υπεδάφους με πολύ θετικά αποτελέσματα. Στο σύνολο των παραπάνω περιπτώσεων, ήταν εφικτή η εκτίμηση της χωρικής κατανομής της ταχύτητας ομάδας ή φάσης των επιφανειακών κυμάτων, ενώ σε ορισμένες εφαρμογές υπολογίστηκε και η 3D κατανομή της V_s . Αξίζει να σημειωθεί ότι η πλειοψηφία των γεωτεχνικών εφαρμογών της τομογραφίας εδαφικού θορύβου έχει πραγματοποιηθεί σε συνθήκες ελεύθερου πεδίου, με ελάχιστες εξαιρέσεις να αντιστοιχούν σε αστικό περιβάλλον (π.χ. Nunziata et al. 2009, Anthymidis et al. 2018).

Πολύ συχνή είναι η εφαρμογή της τομογραφίας εδαφικού θορύβου για τη μελέτη της γεωφυσικής δομής των ηφαιστείων και τον προσδιορισμό της γεωμετρίας των μαγματικών θαλάμων και των πιθανών *ταμιευτήρων* (*Reservoirs*) μαγματικών ρευστών (Sens-Schonfelder & Wegler 2006, Brenguier et al. 2007, Ma et al. 2013, Mordret et al. 2015, Obermann et al. 2016, Tamura & Okada 2016, Escudero & Bandy 2017, Huang et al. 2017, Huang et al. 2018). Ένα παράδειγμα 3D απεικόνισης της κατανομής της V_s στην περιοχή του ενεργού ηφαιστείου *Aso* της Ιαπωνίας από την εργασία των Huang et al. (2018), παρουσιάζεται στο Σχήμα 1.5. Παρατηρούμε ότι η χαρτογράφηση της V_s στο υπέδαφος, η οποία προκύπτει από την εφαρμογή της τομογραφίας εδαφικού θορύβου, προσφέρει τη δυνατότητα εντοπισμού διαφορετικών γεωφυσικών δομών με ικανοποιητική λεπτομέρεια.

Σε μία πρόσφατη εργασία εφαρμογής της τομογραφίας εδαφικού θορύβου από τους Zigone et al. (2019), η εγκατάσταση των ειδικών δικτύων δεν ακολούθησε την τυπική κυκλική ή γενικότερα 2D διάταξη των σταθμών





Σχήμα 1.5: Παράδειγμα εφαρμογής της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου του υπεδάφους στην περιοχή του ενεργού ηφαιστείου Aso της Ιαπωνίας (Huang et al. 2018). Η 3D χαρτογράφηση της Vs στο υπέδαφος που προέκυψε από την εφαρμογή της μεθόδου, επιτρέπει την αναγνώριση των κύριων γεωφυσικών χαρακτηριστικών της δομής, όπως το μαγματικό θάλαμο (magma Reservoirs), τους ταμιευτήρες υδροθερμικών ρευστών (Hydrothermal Reservoirs) και τα συμπαγοποιημένα πυριγενή πετρώματα (Consolidated Igneous Rock).

καταγραφής στην επιφάνεια του εδάφους, αλλά πραγματοποιήθηκε κατά μήκος επιλεγμένων προφίλ, σχηματίζοντας γραμμικά δίκτυα (Linear Arrays). Ο εναλλακτικός αυτός τρόπος εγκατάστασης των ειδικών δικτύων στην ρηξιγενή ζώνη San Jacinto της νότιας Καλιφόρνιας των Ηνωμένων Πολιτειών Αμερικής, οδήγησε στην εκτίμηση της κατανομής της V_s στα επιφανειακά στρώματα του υπεδάφους, μέχρι το βάθος των 100m. Από τις 2D τομές της γεωφυσικής δομής που προέκυψαν, ήταν δυνατή η αναγνώριση περιοχών χαμηλής ταχύτητας των ελαστικών κυμάτων, οι οποίες συσχετίστηκαν με ζώνες τεκτονικής καταπόνησης των πετρωμάτων.

Ψηφιακή συλλογή

Συνήθως, η επεξεργασία των δεδομένων με τη μέθοδο της τομογραφίας εδαφικού θορύβου πραγματοποιείται στις κατακόρυφες συνιστώσες της εδαφικής κίνησης. Συνεπώς, οι εξαγόμενες καμπύλες σκέδασης αντιστοιχούν στα επιφανειακά κύματα *Rayleigh*. Ωστόσο, σύμφωνα με τους Pilz et al. (2017), η παράλληλη επεξεργασία των οριζόντιων συνιστωσών και η εξαγωγή των καμπύλων σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων *Love*, μπορεί να προσφέρει χρήσιμες συμπληρωματικές πληροφορίες για τη γεωφυσική δομή του υπεδάφους. Ειδικότερα, η συνδυαστική αντιστροφή τους βελτιώνει τη διακριτική ικανότητα της μεθόδου, επιτρέποντας τον προσδιορισμό πολύπλοκων γεωφυσικών δομών.

Τις τελευταίες δεκαετίες, εκτός από την εξαγωγή των καμπύλων σκέδασης, έχουν αναπτυχθεί διάφορες μέθοδοι επεξεργασίας των δεδομένων εδαφικού θορύβου που εστιάζουν στον υπολογισμό της ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (Hobiger et al. 2009, Poggi et al. 2012, Marano et al. 2017). Το ενδιαφέρον της επιστημονικής κοινότητας για την ανάπτυξη τέτοιου είδους μεθοδολογιών, οφείλεται στην έλλειψη συμφωνίας σχετικά με τη φύση του εδαφικού θορύβου. Η μη επαρκής γνώση της σύνθεσης του κυματικού του πεδίου, η οποία εκφράζεται ποσοτικά με την εύρεση των ποσοστών συμμετοχής των κυμάτων χώρου (P και S), καθώς και των επιφανειακών κυμάτων (Rayleigh και Love), δημιουργεί αμφιβολίες κυρίως για τη δυνατότητα προσδιορισμού της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους από την αντιστροφή των καμπύλων HVSR εδαφικού θορύβου. Παρόλα αυτά, ορισμένοι ερευνητές χρησιμοποίησαν με επιτυχία τις καμπύλες HVSR για την εκτίμηση της γεωφυσικής δομής και την κατανομή της V_s στα επιφανειακά στρώματα του υπεδάφους (Pilz et al. 2010, Lontsi et al. 2015). Η διερεύνηση των δυνατοτήτων και περιορισμών της αντιστροφής της καμπύλης ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh για την παραγωγή εδαφικών μοντέλων, έχει οδηγήσει στο συμπέρασμα ότι αποτελεί Κεφάλαιο 1ο

ένα υποσχόμενο εργαλείο για τη μελέτη των τοπικών εδαφικών συνθηκών (Hobiger et al. 2013, Berbellini et al. 2017, Chatzis et al. 2018, Layadi et al. 2018). Ο μόνος περιορισμός στη διαδικασία αντιστροφής των καμπύλων ελλειπτικότητας εντοπίζεται στο ότι είναι απαραίτητη η εκ των προτέρων γνώση της πολύ επιφανειακής δομής των στρωμάτων του υπεδάφους (π.χ. στα πρώτα 5m) από ανεξάρτητες μεθόδους, ώστε τα αποτελέσματα να συγκλίνουν στην πραγματική γεωφυσική δομή. Η παραπάνω αδυναμία μπορεί να ξεπεραστεί με τη συνδυαστική αντιστροφή των καμπύλων ελλειπτικότητας και σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (Lin et al. 2014, Gouveia et al. 2016, Li et al. 2016, Ullah et al. 2017, Cercato 2018), η οποία βελτιώνει συγχρόνως και τη διακριτική ικανότητα προσδιορισμού της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους. Η συνδυαστική αντιστροφή έχει την ίδια επιρροή και στην περίπτωση της χρήσης καμπύλων HVSR εδαφικού θορύβου και σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (Parolai et al. 2005, Picozzi et al. 2005, Garcia-Jerez et al. 2007, Picozzi & Albarello 2007, Boxberger et al. 2011, Garcia-Jerez et al. 2019), επιβεβαιώνοντας το ενδεχόμενο της αξιόπιστης άντλησης πληροφοριών για την εδαφική δομή.

Τέλος, αναφέρεται μία ακόμα εφαρμογή με εξαιρετικό ενδιαφέρον που στηρίζεται στην επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου και σχετίζεται με τον υπολογισμό του παράγοντα ποιότητας (Q) των στρωμάτων του υπεδάφους. Πιο αναλυτικά, οι Boxberger et al. (2017) με την εγκατάσταση ειδικών δικτύων σεισμομέτρων σε ένα σύνολο θέσεων στην Ευρώπη και κεντρική Ασία στις οποίες επικρατούσαν διαφορετικές γεωλογικές συνθήκες, μπόρεσαν να υπολογίσουν την Vs, καθώς και τον αντίστοιχο παράγοντα ποιότητας των εγκαρσίων ελαστικών κυμάτων (Q_s). Η εκτίμηση αυτών των παραμέτρων στα πρώτα 30m της δομής (Vs₃₀ και Qs₃₀) προσφέρει μία πιο ολοκληρωμένη περιγραφή των επιφανειακών σχηματισμών και οι τιμές τους είναι ιδιαίτερα χρήσιμες για τον προσδιορισμό της απόκρισης τους υπό σεισμική διέγερση.

1.2.2 Εφαρμογές των μεθόδων εδαφικού θορύβου στον Ελληνικό χώρο

Αρκετές εφαρμογές μεθόδων εδαφικού θορύβου έχουν πραγματοποιηθεί στον Ελληνικό χώρο, που αφορούν κυρίως μικροζωνικές μελέτες (μέθοδοι HVSR και SSR), καθώς και την εκτίμηση της επιφανειακής γεωφυσικής δομής του υπεδάφους (τεχνική ειδικών δικτύων σεισμομέτρων και τομογραφίας εδαφικού θορύβου). Όπως και στην περίπτωση των εφαρμογών εδαφικού θορύβου σε παγκόσμια κλίμακα, έτσι και στην παρούσα παράγραφο Ψηφιακή συλλογή

αναφέρονται συνοπτικά επιλεγμένες μελέτες στον ελληνικό χώρο, καταλήγοντας στην ευρύτερη περιοχή μελέτης.

Οι Anthymidis et al. (2012) πραγματοποίησαν μετρήσεις εδαφικού θορύβου στην πόλη των Γρεβενών (ΒΔ Ελλάδα) με τη χρήση μονού σταθμού καταγραφής και με την εγκατάσταση ειδικών δικτύων σεισμομέτρων, για τον προσδιορισμό της απόκρισης των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών και της γεωφυσικής δομής των ανώτερων στρωμάτων του υπεδάφους. Η επεξεργασία των δεδομένων εδαφικού θορύβου με τη μέθοδο HVSR, επέτρεψε στους συγκεκριμένους ερευνητές να οριοθετήσουν περιοχές με κοινά χαρακτηριστικά απόκρισης μέσα στο πολεοδομικό συγκρότημα των Γρεβενών. Επιπλέον, από την επεξεργασία των δεδομένων που συλλέχθηκαν με ειδικά δίκτυα σεισμομέτρων, αναγνωρίστηκε η επιφάνεια επαφής μεταξύ πολύ πρόσφατων Τεταρτογενών αποθέσεων και βαθύτερων Νεογενών ιζημάτων σε επιλεγμένες θέσεις. Η παρατήρηση διπλών μέγιστων στην πλειονότητα των καμπύλων HVSR, αποδόθηκε στις επιφάνειες ασυνέχειας μεταξύ των ιζηματογενών σχηματισμών και του γεωλογικού υποβάθρου στην περιοχή (μέγιστο σε χαμηλές συχνότητες), καθώς και στην επιφάνεια επαφής μεταξύ των Τεταρτογενών και Νεογενών αποθέσεων (μέγιστο σε υψηλές συχνότητες). Η παραπάνω ερμηνεία των αποτελεσμάτων επιβεβαιώθηκε θεωρητικά, με την παραγωγή συνθετικών καταγραφών εδαφικού θορύβου, έπειτα από κατάλληλη 1D αριθμητική προσομοίωση.

Παρόμοια έρευνα πραγματοποίησαν οι Papadopoulos et al. (2017) στην πόλη των Χανίων της Κρήτης (Ν Ελλάδα), η οποία χαρακτηρίζεται από πολύπλοκο γεωλογικό και τεκτονικό περιβάλλον. Οι μετρήσεις εδαφικού θορύβου επεκτάθηκαν και προς το νότιο τμήμα της πόλης, μέσα στην περιοχή της ομώνυμης λεκάνης. Συνολικά, συλλέχθηκαν 200 καταγραφές εδαφικού θορύβου με τη χρήση μονού σταθμού, ενώ αναπτύχθηκαν 13 ειδικά δίκτυα σεισμομέτρων σε επιλεγμένες θέσεις. Για την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων της ανάλυσης των καταγραφών εδαφικού θορύβου, εγκαταστάθηκαν προσωρινοί σεισμολογικοί σταθμοί για τη συλλογή δεδομένων εδαφικής κίνησης από σεισμικά γεγονότα. Οι τιμές της απόκρισης (fo και Ao) των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών που παρατηρήθηκαν από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR στα δεδομένα εδαφικού θορύβου, βρέθηκαν σε εξαιρετική συμφωνία με τις αντίστοιχες τιμές που προέκυψαν από τις σεισμικές καταγραφές. Επιπλέον, τα 1D εδαφικά προφίλ από την εφαρμογή της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων βοήθησαν στην αναγνώριση των κύριων επιφανειών ασυνέχειας της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους, τόσο Κεφάλαιο 1º

στα ανώτερα στρώματα, όσο και στα βαθύτερα. Η 1D αριθμητική προσομοίωση των καταγραφών εδαφικού θορύβου με βάση τα προτεινόμενα εδαφικά μοντέλα από τα ειδικά δίκτυα σεισμομέτρων, οδήγησε στην ερμηνεία των παρατηρούμενων διπλών μέγιστων στις πειραματικές καμπύλες HVSR, επιβεβαιώνοντας την αποτελεσματικότητα των μεθόδων εδαφικού θορύβου ακόμα και σε πολύπλοκες γεωλογικές και τεκτονικές συνθήκες.

Οι Giannopoulos et al. (2017) εφάρμοσαν τη μέθοδο της τομογραφίας εδαφικού θορύβου σε τοπική κλίμακα στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου (Κεντρική Ελλάδα). Ειδικότερα, χρησιμοποίησαν τις συνεχόμενες καταγραφές εδαφικού θορύβου σε χρονικό διάστημα τριών ετών από 22 μόνιμους σταθμούς του ελληνικού ενοποιημένου σεισμολογικού δικτύου (Hellenic Unified Seismological Network ή HUSN), για την εκτίμηση της 3D κατανομής της Vs στα ανώτερα στρώματα του φλοιού. Γενικά, στο νότιο τμήμα του Κορινθιακού κόλπου παρατηρήθηκαν χαμηλότερες ταχύτητες σε σχέση με το βόρειο, οι οποίες συνδέθηκαν με την ενεργό τεκτονική της περιοχής, καθώς μία πιθανή ανακύκλωση ρευστών διαμέσου και με των έντονα κατακερματισμένων πετρωμάτων του ανώτερου φλοιού κοντά στις κύριες Τα αποτελέσματα των συγκεκριμένων ερευνητών ρηξιγενείς ζώνες. συμφωνούν με τις γεωλογικές και τεκτονικές πληροφορίες για τη δομή της περιοχής, ενώ παρουσιάζουν ομοιότητες σε σύγκριση με προηγούμενες μελέτες σεισμικής τομογραφίας.

Μία από τις περιοχές του ελληνικού χώρου όπου εφαρμόστηκε πλήθος γεωλογικών, γεωτεχνικών και γεωφυσικών μεθόδων (EUROSEISTEST 1993, Pitilakis et al. 2013) είναι η Μυγδονία λεκάνη στη βόρεια Ελλάδα. Εντοπίζεται μεταξύ των λιμνών Λαγκαδά και Βόλβης, ενώ απέχει περίπου 25Km προς τα Α-ΝΑ από το κέντρο της Θεσσαλονίκης. Πρόκειται για μία τυπική ιζηματογενή λεκάνη, όπου αποθέσεις πολύ μεγάλου πάχους (προσεγγίζουν περίπου τα 400m στο κέντρο της) επικάθονται πάνω σε συνεκτικά πετρώματα του γεωλογικού υποβάθρου. Το βόρειο και νότιο τμήμα της οριοθετείται από κανονικά ρήγματα με κύρια διεύθυνση ανάπτυξης Α-Δ, τα οποία κλείνουν προς το εσωτερικό της λεκάνης. Για αυτό το λόγο, η τοπογραφία της χαρακτηρίζεται από χαμηλότερα υψόμετρα σε σχέση με τις γύρω περιοχές. Το έντονο ενδιαφέρον για τον λεπτομερή προσδιορισμό της γεωφυσικής δομής της Μυγδονίας λεκάνης οφείλεται στο ότι το επίκεντρο του κύριου σεισμού τις 20 Ιουνίου του 1978 με μέγεθος M=6.5 (Papazachos et al. 1979) εντοπίστηκε στο βόρειο τμήμα της. Το σεισμικό αυτό γεγονός έπληξε το πολεοδομικό συγκρότημα της Θεσσαλονίκης προκαλώντας σημαντικές βλάβες στις



Σχήμα 1.6: Χωρική κατανομή του βάθους των κύριων επιφανειών ασυνέχειας της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους στην Μυγδονία λεκάνη (βόρεια Ελλάδα), όπως προέκυψε από τη σύνθεση γεωτεχνικών και γεωφυσικών δεδομένων, καθώς και από την εφαρμογή πρόσθετων μετρήσεων εδαφικού θορύβου με την τεχνική ειδικών δικτύων σεισμομέτρων σε 27 επιλεγμένες θέσεις (Manakou et al. 2010). Τα διαγράμματα a, b και c αφορούν επιφάνειες ασυνέχειας που διαχωρίζουν ιζηματογενείς σχηματισμούς, ενώ στο διάγραμμα d παρουσιάζεται το ανώτερο όριο του γεωλογικού υποβάθρου. Το επιφανειακό ίχνος της επαφής του γεωλογικού υποβάθρου με τις ιζηματογενείς αποθέσεις απεικονίζεται με διακεκομμένη γραμμή, ενώ οι συνεχόμενες μαύρες γραμμές αντιστοιχούν στις θέσεις των ρηγμάτων που διασχίζουν τη λεκάνη. Με μαύρα πολύγωνα σημειώνονται τα όρια των χωριών στην περιοχή.

τεχνητές κατασκευές με πολύ σοβαρές οικονομικές και κοινωνικές συνέπειες.

Οι Manakou et al. (2010) χρησιμοποίησαν το σύνολο των υφιστάμενων γεωτρήσεων, γεωτεχνικών δεδομένων και γεωφυσικών διασκοπήσεων σεισμικής διάθλασης στη Μυγδονία λεκάνη και σε συνδυασμό με νέες μετρήσεις εδαφικού θορύβου ειδικών δικτύων σε 27 θέσεις πρότειναν ένα 3D εδαφικό μοντέλο για την περιοχή (Σχήμα 1.6). Το προτεινόμενο μοντέλο περιγράφει τη γεωμετρία της ανώτερης επιφάνειας του γεωλογικού υποβάθρου, καθώς και των κύριων επιφανειών ασυνέχειας μεταξύ των ιζηματογενών σχηματισμών του υπεδάφους. Τα χαρακτηριστικά αυτά κάνουν μοντέλο κατάλληλο για την εφαρμογή μεθόδων αριθμητικής το προσομοίωσης της κυματικής διάδοσης και την παραγωγή συνθετικών καταγραφών της σεισμικής εδαφικής κίνησης. Γενικά, η συγκεκριμένη εργασία αποτέλεσε μία προσπάθεια σύνθεσης διαφορετικών ειδών δεδομένων,

Κεφάλαιο 1º

μεθοδολογία που συναντάται πολύ συχνά σε παρόμοιες περιπτώσεις ιζηματογενών λεκανών.

Το πλήθος των διαθέσιμων δεδομένων στη Μυγδονία λεκάνη και ο αξιόπιστος προσδιορισμός ενός συνόλου γεωτεχνικών και γεωφυσικών παραμέτρων στα στρώματα της δομής του υπεδάφους, δημιουργούν τις ιδανικές προϋποθέσεις για τη δοκιμή και τον έλεγχο εφαρμογής σχετικά πρόσφατων γεωφυσικών μεθόδων διασκόπησης. Λαμβάνοντας υπόψη αυτές τις προϋποθέσεις, οι Hannemann et al. (2014) εφάρμοσαν τη μέθοδο της τομογραφίας εδαφικού θορύβου σε γεωτεχνική κλίμακα (διάμετρος του ειδικού δικτύου περίπου 2Km) στο βόρειο τμήμα της Μυγδονίας λεκάνης. Η περιοχή εφαρμογής συμπεριελάμβανε το επιφανειακό ίχνος της επαφής των πετρωμάτων του γεωλογικού υποβάθρου με τις πρόσφατες ιζηματογενείς αποθέσεις. Με αυτό τον τρόπο, ελέγχθηκε η δυνατότητα της μεθόδου για την εκτίμηση της κατανομής της *V_s* σε συνεκτικούς σχηματισμούς. Η βασική συνεισφορά της τομογραφικής μεθόδου εδαφικού θορύβου ήταν η μελέτη της πλευρικής μετάβασης των σχηματισμών του υπεδάφους με μεγαλύτερη λεπτομέρεια και η αναγνώριση πιθανών ρηξιγενών δομών (Σχήμα 1.7).

Τα δεδομένα του ίδιου δικτύου χρησιμοποίησαν οι Haendel et al. (2016) και οι Gkogkas et al. (2018) για διαφορετικούς σκοπούς. Οι πρώτοι ερευνητές υπολόγισαν τον παράγοντα απόσβεσης (Q_L) των επιφανειακών κυμάτων Love στα πολύ επιφανειακά στρώματα της εδαφικής δομής από τη διασυσχέτιση καταγραφών εδαφικού θορύβου μέσα στο διάστημα συχνοτήτων 1 - 4Hz. Ο παράγοντας QL υπολογίστηκε αξιόπιστα στις θέσεις των σταθμών που εγκαταστάθηκαν σε χαλαρούς σχηματισμούς, όμως όταν η εγκατάσταση πραγματοποιήθηκε πάνω στο γεωλογικό υπόβαθρο οι τιμές του παράγοντα απόσβεσης παρουσίασαν αριθμητικές αστάθειες. Σε αντίθεση, η δεύτερη ομάδα ερευνητών επικεντρώθηκε στην εξαγωγή των καμπύλων σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων Love, αναλύοντας τις οριζόντιες συνιστώσες της εδαφικής κίνησης. Το εδαφικό μοντέλο ταχυτήτων που προέκυψε από την αντιστροφή τους επέτρεψε την αναγνώριση των ίδιων γεωμετρικών χαρακτηριστικών του υπεδάφους με την προηγούμενη έρευνα (Hannemann et al. 2014). Ωστόσο, η παρατήρηση σημαντικών διαφορών, της τάξης του 10 με 30% κατά θέσεις, στην ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων S_H και S_V από την ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων Love και Rayleigh, αντίστοιχα, φανερώνει τοπικά έντονη ανισοτροπία μεταξύ της εγκάρσιας (Transversal) και της ακτινικής (Radial) συνιστώσας της εδαφικής κίνησης.

Εστιάζοντας στην ευρύτερη περιοχή μελέτης, η οποία αντιστοιχεί στο



Σχήμα 1.7: Αποτελέσματα της εφαρμογής της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου του υπεδάφους σε γεωτεχνική κλίμακα στη Μυγδονία λεκάνη (βόρεια Ελλάδα). a) Ενδεικτική τομή διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ, όπου απεικονίζονται οι κύριες επιφάνειες ασυνέχειας του γεωφυσικού μοντέλου. Οι περιοχές με ανοιχτό γκρι, γκρι και σκούρο γκρι χρώμα αντιστοιχούν στα βάθη του 1/3, 1/2 και 1 μήκους κύματος. Με διακεκομμένες γραμμές σημειώνεται η γεωμετρία των στρωμάτων της εδαφικής δομής, όπως προέκυψε από ανεξάρτητες γεωφυσικές μετρήσεις και γεωτεχνικά δεδομένα. b) χωρική κατανομή του βάθους του γεωλογικού υποβάθρου (επιφάνεια ασυνέχειας με ταχύτητα 800m/sec στο διάγραμμα a). Το λευκό πολύγωνο αντιστοιχεί στην περιοχή για την οποία υπολογίστηκαν οι επιφάνειες ασυνέχειας της ενδεικτικής τομής. Με άσπρους κύκλους σημειώνονται οι θέσεις των κύριων ρηγμάτων, ενώ με λευκά αστέρια οι θέσεις τριών γεωτρήσεων (S7, S5, S2). c) χωρική κατανομή του μέγιστου μήκους κύματος (Hannemann et al. 2014).

πολεοδομικό συγκρότημα της Θεσσαλονίκης, αρκετές έρευνες των τελευταίων δεκαετιών στόχευσαν στον προσδιορισμό της απόκρισης των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών και στη διαίρεση του αστικού κυρίως ιστού σε περιοχές με κοινά χαρακτηριστικά (μικροζωνικές μελέτες). Συγκεκριμένα, οι Lachet et al. (1996) με την εγκατάσταση προσωρινών σταθμών συνεχόμενης καταγραφής της εδαφικής κίνησης σε 10 επιλεγμένες θέσεις μέσα στην πόλη, κατάφεραν να συλλέξουν δεδομένα από περίπου 40 σεισμικά γεγονότα μέσα σε χρονικό διάστημα 3 μηνών. Οι σεισμικές καταγραφές, καθώς και τα δεδομένα εδαφικού θορύβου από τη συνεχόμενη καταγραφή, Κεφάλαιο 1ο

επεξεργάστηκαν με τη μέθοδο HVSR και SSR. Τα αποτελέσματα της επεξεργασίας συγκρίθηκαν με βάση τις τιμές της f_0 και του A_0 . Οι διαφορές των δύο μεθοδολογιών στον υπολογισμό της f_0 ήταν αμελητέες ανεξάρτητα από το είδος των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν. Αντίθετα, οι τιμές του A_0 παρουσίασαν ασυμφωνίες, με μία γενική τάση υποεκτίμησης των τιμών του, όταν προέρχονται από την επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου. Παρόλα αυτά, παρατηρήθηκε πολύ καλή συσχέτιση της ενίσχυσης της εδαφικής κίνησης με τον τύπο και την ηλικία των γεωλογικών σχηματισμών του υπεδάφους, καθώς και με την κατανομή των σεισμικών βλαβών του σεισμού του 1978 (M=6.5).

Για το ίδιο σεισμικό γεγονός, ο Λεβεντάκης (2003) δημιούργησε μία λεπτομερή βάση δεδομένων με τις παρατηρούμενες μακροσεισμικές εντάσεις (κλίμακα MSK) στην πόλη της Θεσσαλονίκης, χρησιμοποιώντας κατάλληλα ερωτηματολόγια. Η στατιστική επεξεργασία των ερωτηματολογίων και η λήψη πρόσθετων μετρήσεων εδαφικού θορύβου μονού σταθμού στο πολεοδομικό συγκρότημα, οδήγησαν στην κατασκευή δύο βασικών χαρτών στην περιοχή μελέτης. Ο πρώτος χάρτης απεικόνιζε την κατανομή των ισοβλαβών για το συγκεκριμένο σεισμικό γεγονός, ενώ ο δεύτερος τα όρια των προτεινόμενων ζωνών με κοινά χαρακτηριστικά απόκρισης ως προς τη θεμελιώδη ιδιοπερίοδο (*T*₀) των επιφανειακών σχηματισμών.

Οι Apostolidis et al. (2004) πραγματοποίησαν μετρήσεις εδαφικού θορύβου με τη χρήση ειδικών δικτύων σεισμομέτρων σε 16 επιλεγμένες θέσεις μέσα στο δομημένο περιβάλλον. Η επεξεργασία των δεδομένων για την εξαγωγή των καμπύλων σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* ακολούθησε τη μέθοδο *SPAC*, καλύπτοντας το διάστημα συχνοτήτων από περίπου 0.8 έως 7Hz. Από την αντιστροφή των καμπύλων σκέδασης προσδιορίστηκε η 1D κατανομή της *V*_s μέχρι το βάθος του γεωλογικού υποβάθρου στην περιοχή και αναγνωρίστηκε ο αριθμός και το πάχος των κύριων στρωμάτων της γεωφυσικής δομής. Η σύνθεση των διαθέσιμων γεωτεχνικών δεδομένων από προηγούμενες έρευνες (π.χ. Anastasiadis et al. 2001) με τα γεωφυσικά δεδομένα, βοήθησε στην κατασκευή 3D εδαφικών μοντέλων και 2D τομών.

Οι Panou et al. (2005) σε μία προσπάθεια μελέτης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στο ιστορικό κέντρο της πόλης με μεγαλύτερη λεπτομέρεια, εφάρμοσαν τη μέθοδο HVSR σε περισσότερες από 250 μετρήσεις εδαφικού θορύβου με τη χρήση μονού σταθμού. Το πυκνό πλέγμα των σημείων μέτρησης εδαφικού θορύβου επέτρεψε στους ερευνητές να εκτιμήσουν την



Σχήμα 1.8: Χωρική κατανομή της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας (f_0) των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών στο ιστορικό κέντρο της Θεσσαλονίκης και σύγκριση των τιμών της με τα επίπεδα βλαβών στην κλίμακα EMS_98 από το σεισμό της Θεσσαλονίκης στις 20 Ιουνίου 1978 (**M**=6.5) (*Panou et al.* 2005).

επιφανειακή κατανομή των τιμών της *f*₀ και του *A*₀ στην περιοχή μελέτης με τη χρήση κατάλληλης χωρικής παρεμβολής. Η συσχέτιση των αποτελεσμάτων με την κατανομή των βλαβών που προκλήθηκαν από το σεισμό του 1978 (*M*=6.5) πραγματοποιήθηκε με βελτιωμένη ανάλυση και σε μεγαλύτερο αριθμό θέσεων σε σύγκριση με προηγούμενες μελέτες (Lachet et al. 1996). Η πολύ καλή συσχέτιση των αποτελεσμάτων της μεθόδου *HVSR* εδαφικού θορύβου με τις σεισμικές βλάβες που παρατηρήθηκε (Σχήμα 1.8), αποτελεί μία σημαντική ένδειξη ότι ένα γρήγορο και χαμηλού κόστους εργαλείο μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την αξιόπιστη μελέτη της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών σε αστικό περιβάλλον.

1.3 Περιοχή Μελέτης

Η περιοχή μελέτης στην παρούσα διδακτορική διατριβή εντοπίζεται μέσα στο πολεοδομικό συγκρότημα της Θεσσαλονίκης (Βόρεια Ελλάδα) και ειδικότερα στα ανατολικά του ιστορικού της κέντρου σε χώρο που Κεφάλαιο 1ο

περιλαμβάνει τμήμα του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου (ΑΠΘ) και της Διεθνούς Έκθεσης (ΔΕΘ). Η περιοχή μελέτης χαρακτηρίζεται γεωλογικά από την παρουσία συνεκτικών πετρωμάτων του υποβάθρου στην επιφάνεια του εδάφους ή πολύ κοντά σε αυτή, τα οποία καλύπτονται από σχετικά μεγάλου πάχους πρόσφατες ιζηματογενείς αποθέσεις.

Για την εκτίμηση της 3D γεωφυσικής δομής και κυρίως για τον προσδιορισμό της κατανομής της V_s και της γεωμετρίας των επιφανειών ασυνέχειας μεταξύ των σχηματισμών του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης, εφαρμόστηκε η μέθοδος της τομογραφίας εδαφικού θορύβου με τη χρήση ειδικών δικτύων σεισμομέτρων (Ambient Noise Array Tomography). Παρόμοιες εφαρμογές της συγκεκριμένης μεθόδου εδαφικού θορύβου σε γεωτεχνική κλίμακα και αστικό περιβάλλον είναι λίγες διεθνώς, οπότε δεν είναι διαθέσιμες επαρκείς πληροφορίες σχετικά με τις δυνατότητες και τους περιορισμούς της σε αυτές τις ιδιαίτερες συνθήκες. Το γεγονός αυτό, σε συνδυασμό με τα θετικά αποτελέσματα της μεθόδου σε πλήθος διαφορετικών περιπτώσεων, ήταν τα βασικά κίνητρα υλοποίησης της παρούσας διδακτορικής διατριβής.

Το 3D εδαφικό μοντέλο που προκύπτει από την εφαρμογή της τομογραφίας εδαφικού θορύβου μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τη μελέτη της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση, καθώς και για την αριθμητική προσομοίωση της διάδοσης κυματικών πεδίων με την παραγωγή συνθετικών καταγραφών. Στη συνέχεια αναφέρεται αναλυτικά η γεωλογική δομή, καθώς και μία σύντομη περιγραφή του σεισμοτεκτονικού καθεστώτος που επικρατεί στην ευρύτερη περιοχή μελέτης.

1.3.1 Γεωλογία

Σύμφωνα με το διαχωρισμό του Ελληνικού χώρου σε γεωτεκτονικές ζώνες (Μουντράκης 2010), η ευρύτερη περιοχή μελέτης ανήκει στην Περιροδοπική ζώνη (Circum-Rhodope Belt) που περιλαμβάνεται στο σύνολο των Εσωτερικών Ελληνίδων ζωνών (Meinhold & Kostopoulos 2013). Γενικά, οι γεωτεκτονικές ζώνες της Ελλάδας ακολουθούν μία κύρια ΒΔ-ΝΑ ανάπτυξη, ενώ παρατηρείται η διαδοχική τεκτονική τοποθέτηση τους καθώς κινούμαστε από τα ανατολικότερες προς τις δυτικότερες ζώνες (Σχήμα 1.9).

Εστιάζοντας στην περιοχή μελέτης (Σχήμα 1.10), η Περιροδοπική ζώνη συνορεύει στα ανατολικά με τη *Σερβομακεδονική Μάζα* (Serbo-Macedonian Massif) της Ελληνικής Ενδοχώρας και προς τα δυτικά με τη ζώνη Αξιού. Κατά τη γεωτεκτονική εξέλιξη του ελληνικού χώρου (Μουντράκης 2010), η Περιροδοπική ζώνη θεωρείται ότι αποτελούσε την ηπειρωτική κατωφέρεια της



Σχήμα 1.9: Γεωτεκτονικός χάρτης της Ελλάδας (από Κατριβάνο 2017, τροποποιημένο από Kilias et al. 2002). 1. Μάζα Ροδόπης 2. Σερβομακεδονική Μάζα 3. Περιροδοπική 4. Ζώνη Αξιού 5. Πελαγονικό κάλυμμα 6. Αττικο-κυκλαδική μάζα 7. Οφιόλιθοι Υποπελαγονικής 8. Εσωτερική μεταμορφική ζώνη HP/LT 9. Ζώνη Πίνδου 10. Εξωτερικές Ελληνίδες 11. Εξωτερική μεταμορφική ζώνη HP/LT 12. Μεσοελληνική αύλακα 13. Επωθήσεις Ηωκαίνου-Μειοκαίνου 14 & 15. Μικρής γωνίας κανονικά ρήγματα αποκόλλησης.

ενδοχώρας προς την ωκεάνια περιοχή της ζώνης Αξιού. Η έντονη συμπιεστική τεκτονική δράση που επικρατούσε στην τελευταία φάση του Αλπικού ορογενετικού κύκλου και επηρέασε τον Ελληνικό χώρο, προκάλεσε την ανάδυση της Περιροδοπικής ζώνης (Κατώτερο - Μέσο Ιουρασικό) και τη



Σχήμα 1.10: Γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής μελέτης (Kockel & Mollat 1977, Sakellariou & Dürr 1993) και ενδεικτική γεωλογική τομή AA' (από Kydonakis et al. 2015).

δημιουργία πολύπλοκων τεκτονικών και γεωλογικών δομών στην επαφή της με τη Σερβομακεδονική μάζα. Και οι δύο αυτές ζώνες αποτελούνται από ένα σύνολο διαφορετικών γεωλογικών σχηματισμών, με τη σύγχρονη παρουσία πλήθους ανάστροφων ρηγμάτων που δημιουργούν αλλεπάλληλες επωθήσεις και εφιππεύσεις των πετρωμάτων, σχηματίζοντας χαρακτηριστικές μορφές, όπως τεκτονικά λέπια. Η πολύπλοκη αυτή δομή οδήγησε σε μία μακροχρόνια συζήτηση μεταξύ της επιστημονικής κοινότητας σχετικά με την προέλευση, την ακριβή διαίρεση και την εξέλιξη των παραπάνω ζωνών (Mountrakis 1993, Kilias et al. 1999, Mountrakis 2010, Kilias et al. 2013).

Τα πετρώματα κυρίως της Περιροδοπικής ζώνης, αλλά και τμήματος της Σερβομακεδονικής μάζας, αποτελούν το γεωλογικό υπόβαθρο στην ευρύτερη περιοχή μελέτης (Σχήμα 1.11). Συγκεκριμένα, ο σχηματισμός Βερτίσκου της Σερβομακεδονικής μάζας εντοπίζεται ΒΑ του ιστορικού κέντρου της πόλης της Θεσσαλονίκης σε απόσταση περίπου 15 με 20Km (Δήμος Ευκαρπίας, Κοινότητα Πεύκων, Ασβεστοχωρίου και Εξοχής). Η γεωλογική ηλικία αυτού του σχηματισμού προσδιορίζεται από ραδιοχρονολογήσεις στο Παλαιοζωικό και αποτελείται από γνεύσιους, σχιστόλιθους και αμφιβολίτες, με συχνή παρουσία φλεβών δολερίτη, αποφύσεις γάββρου, καθώς και μικρούς φακούς σερπεντινίτη. Από γεωτεχνική άποψη (Ρόζος και συνεργάτες 1998, Τεχνικογεωλογικός ευρύτερης χάρτης της περιοχής Θεσσαλονίκης) χαρακτηρίζονται ως βραχώδεις σχηματισμοί, ενώ εμφανίζονται έντονα σχιστοποιημένοι και ισχυρά κατακερματισμένοι. Ο κερματισμός τους έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία κορημάτων, τα οποία σε συνδυασμό με το μανδύα αποσάθρωσης του μητρικού πετρώματος σχηματίζουν ένα λεπτό επιφανειακό στρώμα πάχους από 1 έως περίπου 5m.

Τα πετρώματα της Περιροδοπικής ζώνης αναπτύσσονται με μία κύρια ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση και εντοπίζονται πλησιέστερα στην περιοχή μελέτης σε σχέση με της Σερβομακεδονικής μάζας. Γενικά, δύο ενότητες πετρωμάτων της Περιροδοπικής ζώνης συναντώνται, οι οποίες από τη νεότερη στην παλαιότερη ονομάζονται ενότητα Άσπρης Βρύσης – Χορτιάτη και ενότητα Μελισσοχωρίου – Χολομώντα.

Η ενότητα Άσπρης Βρύσης – Χορτιάτη αποτελείται από: **a**) αργιλικούς σχιστόλιθους και λεπτόκοκκους ψαμμίτες με λεπτή στρώση, ηλικίας κατώτερου – μέσου Ιουρασικού. Μέσα σε αυτούς εμφανίζονται ενστρώσεις και σημαντικού πάχους ορίζοντες πυριτόλιθων μαύρου χρώματος, καθώς και φακοί ή στρώματα δολερίτη. Προς τα ΝΑ, παρατηρείται η μεταμόρφωση τους σε χαλαζίτες, χλωριτικό σχιστόλιθο, φυλλίτες, μαύρα στρώματα κερατόλιθου, ενώ μπορούν να αναγνωριστούν τοπικά και βασικά πυριγενή πετρώματα (π.χ. γάββροι). Πολύ συχνή είναι η παρουσία φλεβών χαλαζία παράλληλα στο επίπεδο της σχιστότητας των πετρωμάτων. Γεωτεχνικά θεωρούνται βραχώδεις σχηματισμοί, με πρακτικά υψηλή στεγανότητα. Οι συγκεκριμένοι σχηματισμοί της ενότητας Άσπρης Βρύσης - Χορτιάτη βρίσκονται σε τεκτονική επαφή με το σχηματισμό Βερτίσκου της Σερβομακεδονικής μάζας.



Σχήμα 1.11: Λεπτομερής γεωλογικός χάρτης της ευρότερης περιοχής μελέτης. Με κόκκινες γραμμές σημειώνονται οι θέσεις των κυριότερων ρηγμάτων: Θέρμης (F-Th), Ανθεμούντα (F-An), Πυλαίας– Πανοράματος (F-PP), Ασβεστοχωρίου (F-As), Ευκαρπίας (F-E), Βόρειου Ανθεμούντα (F-NAn), Ν. Μεσημβρίας-Αγχίαλου (F-MA), Καλοχωρίου (F-K), Γερακαρούς-Νοκιμιδηνού-Στίβου-Περιστερώνα (F-GNSP) και Καλαμαριάς (F-Ka). Οι γεωλογικοί σχηματισμοί έχουν προέλθει από ψηφιοποίηση χαρτών του Ινστιτούτου Γεωλογικών & Μεταλλευτικών Ερευνών (ΙΓΜΕ) (από Ζερβοπούλου 2010).

Η επαφή τους αντιστοιχεί σε ένα ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης με σημαντική ανάστροφη συνιστώσα που οδηγεί στην τοποθέτηση του σχηματισμού Βερτίσκου πάνω στους σχηματισμούς της Άσπρης Βρύσης – Χορτιάτη (Tranos et al. 1993). β) παχιά στρώματα κρυσταλλικών ασβεστόλιθων, μέσης με ανώτερης Τριαδικής ηλικίας, αρκετά συμπαγείς που μεταβαίνουν σε μάρμαρα προς τα ΝΑ εξαιτίας της μεταμόρφωσης που υπέστησαν. Και σε αυτή την περίπτωση, οι σχηματισμοί των ασβεστόλιθων θεωρούνται από γεωτεχνική άποψη βραχώδεις, ενώ χαρακτηρίζονται από ομοιογένεια και αντοχή σε μηχανική φόρτιση.

Ψηφιακή συλλογή

Μέσα στην ενότητα Άσπρης Βρύσης - Χορτιάτη παρεμβάλλονται σημαντικές μάζες οφειολιθικών συμπλεγμάτων (ophiolite complexes), που αντιστοιχούν σε ένα σύνολο υπερβασικών και βασικών πετρωμάτων (π.χ. σερπεντινίτες, γάββροι, διορίτες, διαβάσες), καθώς και μεταμορφωμένα πετρώματα όξινης μαγματικής προέλευσης. Τα τελευταία ανήκουν στη μαγματική σειρά Χορτιάτη, Μεσοζωικής ηλικίας, και θεωρείται ότι προέρχονται από τη μεταμόρφωση διοριτών, γρανοδιοριτών και γρανιτών (Σαπουντζής 1969) κατά τη διάρκεια του κατώτερου με μέσου Κρητιδικού, όπως διαπιστώθηκε από ραδιοχρονολογήσεις. Έτσι, προέκυψαν οι χαρακτηριστικοί σχηματισμοί των πράσινων γνεύσιων και πρασινοσχιστόλιθων της Θεσσαλονίκης, οι οποίοι εμφανίζονται επιφανειακά στο βόρειο τμήμα του πολεοδομικού συγκροτήματος και αποτελούν το γεωλογικό υπόβαθρο της πόλης. Ο ιστός των πετρωμάτων είναι οφθαλμοειδής και κατά θέσεις εναλλάσσονται με μεταϊζήματα (κυρίως φυλλίτες και μάρμαρα). Σημειώνεται ότι οι συγκεκριμένοι σχηματισμοί εντοπίστηκαν σε βάθος περίπου 40m στο ιστορικό κέντρο της πόλης (περιοχή Αγίας Σοφίας), από δειγματοληπτικές γεωτρήσεις για τη διάνοιξη του υπόγειου σιδηροδρομικού δικτύου (Μετρό) της Θεσσαλονίκης.

Η δεύτερη και παλαιότερη ενότητα της Περιροδοπικής ζώνης που συναντάται στην περιοχή μελέτης, η οποία ονομάζεται ενότητα Μελισσοχωρίου – Χολομώντα, αποτελείται από: **a**) σχηματισμό ασβεστιτικού φλύσχη. Πρόκειται για εναλλαγές ψαμμιτών και αργιλικών σχιστόλιθων στις οποίες παρεμβάλλονται ολισθόλιθοι από καθαρό ασβεστόλιθο. Η παρουσία του φλύσχη δηλώνει θαλάσσια ιζηματογενή φάση απόθεσης και ένα προορογενετικό στάδιο στην τεκτονική εξέλιξη της περιοχής. Προς τα ΝΑ η σειρά των ιζημάτων μεταπίπτει σε χαλαζίτες και φυλλίτες λόγω μεταμόρφωσης. Συχνά εμφανίζονται φλέβες υπερβασικών πετρωμάτων (δουνίτες, περιδοτίτες) που διαπερνούν τους σχηματισμούς. **β** φυλλίτες με σποραδικές παρεμβολές ασβεστιτικών ψαμμιτών και ασβεστόλιθων. Τα πετρώματα της ενότητας Μελισσοχωρίου – Χολομώντα είναι έντονα πτυχωμένα και σχιστοποιημένα, υποδηλώνοντας ισχυρή τεκτονική καταπόνηση. Στα πρανή μεγάλων κλίσεων, είναι πιθανό να παρατηρηθούν αστοχίες κυρίως κατά μήκος της σχιστότητας.

Το γεωλογικό υπόβαθρο του πολεοδομικού συγκροτήματος της Θεσσαλονίκης καλύπτεται στο μεγαλύτερο μέρος του από Neoyeveis (Neogene) και πολύ πρόσφατες Τεταρτογενείς (Quaternary) αποθέσεις. Τρεις είναι οι βασικότεροι ιζηματογενείς σχηματισμοί που διαμορφώνουν την επιφανειακή γεωλογική δομή στην ευρύτερη περιοχή μελέτης, εξαιτίας του σημαντικού πάχους και της εκτεταμένης πλευρικής τους εξάπλωσης. Οι σχηματισμοί αυτοί από το νεότερο προς τον παλαιότερο αντιστοιχούν στις ολοκαινικές αποθέσεις, στην ψαμμιτομαργαϊκή σειρά και στη σειρά ερυθρών αργίλων. Πιο αναλυτικά, το επιφανειακότερο στρώμα των ιζημάτων, οι ολοκαινικές αποθέσεις, αποτελούνται από παράκτιες άμμους και χαλίκια, προσχώσεις πεδιάδων και αργίλους με ασβεστιτικά συγκρίματα. Στη βάση αυτών των αποθέσεων επικρατούν κροκαλοπαγή. Η εμφάνιση τους εντοπίζεται στο ιστορικό κέντρο της πόλης έως την ακτογραμμή, στη δυτική πλευρά της (Δήμος Αμπελοκήπων, Μενεμένης, Ελευθέριο), καθώς και νοτιότερα στην περιοχή του αεροδρομίου. Από γεωτεχνική άποψη οι ολοκαινικές αποθέσεις αναφέρονται και ως αμμώδης-ιλυώδης ορίζοντας, ενώ πρόκειται για μαλακούς σχηματισμούς με χαμηλή έως μέτρια υδροπερατότητα. Αξίζει να σημειωθεί ότι στις ολοκαινικές αποθέσεις συμπεριλαμβάνονται και οι ιστορικές επιγωματώσεις ή το αργαιολογικό στρώμα της Θεσσαλονίκης, το οποίο περιορίζεται χωρικά εντός των Βυζαντινών τειχών της πόλης. Η δομή του αρχαιολογικού στρώματος είναι εξαιρετικά ανομοιογενής, αφού αποτελεί ένα μείγμα υλικών από θραύσματα οικιστικών κυρίως τμημάτων με άμμο και ιλύ, χαμηλής συνοχής. Το πάχος του παρουσιάζει αξιοσημείωτες μεταβολές και κυμαίνεται από λίγα έως 20m κατά θέσεις.

Η στρωματογραφία των ιζηματογενών σχηματισμών σε μεγαλύτερο βάθος συνεχίζεται με την παρουσία της ψαμμιτομαργαϊκής σειράς. Η απόθεση αυτού του σχηματισμού, όπως και της βαθύτερης σειράς των ερυθρών αργίλων, εκτιμάται ότι πραγματοποιήθηκε στο Νεογενές και συγκεκριμένα κατά τη διάρκεια του ανώτερου Μειόκαινου (Miocene) με το κατώτερο Πλειόκαινο (Pliocene). Συναντάται στο βόρειο τμήμα του πολεοδομικού συγκροτήματος της Θεσσαλονίκης (περιοχές Ευκαρπίας, Νεάπολης και Συκεών), καθώς και στα ανατολικά της πόλης (περιοχές



Σχήμα 1.12: Γεωλογικές τομές κατά μήκος του άξονα του υπόγειου σιδηροδρομικού δικτύου (Μετρό) στο πολεοδομικό συγκρότημα της Θεσσαλονίκης. Στις τομές διακρίνονται οι κύριες γεωλογικές ενότητες, τα ρήγματα, καθώς και οι σταθμοί του Μετρό (από Ζερβοπούλου 2010).

Τούμπας, Χαριλάου, Καλαμαριάς έως και τη Θέρμη). Η ψαμμιτομαργαϊκή σειρά αποτελείται από ψαμμίτες εύθρυπτους έως πολύ συμπαγείς, με τοπικές εμφανίσεις κροκαλοπαγών διασταυρούμενης στρώσης, καθώς και εναλλαγές με ορίζοντες από μάργες. Η γεωλογική δομή αυτής της σειράς είναι αντιπροσωπευτική ενός αβαθούς ποτάμιου - λιμναίου περιβάλλοντος απόθεσης. Επιπλέον, είναι πιθανή η παρατήρηση λεπτών στρωμάτων ηφαιστειακών υλικών, τα οποία προέρχονται από την ηφαιστειακή δράση της ζώνης Αλμωπίας (Συρίδης 1990), που συνορεύει με την Περιροδοπική ζώνη προς τα ΒΔ. Οι σχηματισμοί της ψαμμιτομαργαϊκής σειράς χαρακτηρίζονται γεωτεχνικά με τον όρο του μαλακού βράχου, αφού πρόκειται για ημιβραχώδη, σκληρά και πολύ συνεκτικά πετρώματα.

Οι βαθύτεροι ιζηματογενείς σχηματισμοί στην περιοχή μελέτης αντιστοιχούν στη σειρά ερυθρών αργίλων. Τα ιζήματα αυτής της σειράς βρίσκονται σε επαφή με το γεωλογικό υπόβαθρο (γνεύσιοι και πρασινοσχιστόλιθοι της μαγματικής σειράς Χορτιάτη). Η ονομασία τους οφείλεται στο χαρακτηριστικό ερυθρό τους χρώμα, το οποίο αντιστοιχεί σε ένα χερσαίο περιβάλλον απόθεσης έντονα οξειδωτικό. Εκτός από τα αργιλικά υλικά, στη δομή των ιζημάτων συμμετέχουν και μικρά ποσοστά ιλύων, Κεφάλαιο 1º

μαρμαρυγιών και ασβεστιτικών συγκριμάτων, ενώ παρεμβάλλονται φακοί κροκαλοπαγών και λατυποπαγών. Γεωτεχνικά αναφέρονται ως νεογενή μεικτών φάσεων με επικράτηση των λεπτομερών υλικών και η συνεκτικότητα τους είναι μέτρια έως υψηλή, ανάλογα με τη σύσταση τους. Η σειρά ερυθρών αργίλων συναντάται επιφανειακά στο ΒΔ τμήμα της πόλης (περιοχές Ευόσμου, Σταυρούπολης, Πολίχνης), στο κεντρικό (ιστορικό κέντρο, κάτω από το αρχαιολογικό στρώμα), καθώς και προς το Α-ΝΑ (Άνω Τούμπα, Τριανδρία, Πυλαία, Πανόραμα, Θέρμη).

Η ανάπτυξη και η γεωμετρία των παραπάνω βασικών ιζηματογενών σχηματισμών κατά μήκος δύο χαρακτηριστικών γεωλογικών τομών στη διεύθυνση της διαδρομής του υπόγειου σιδηροδρομικού δικτύου (Μετρό) στο πολεοδομικό συγκρότημα της Θεσσαλονίκης, παρουσιάζονται στο Σχήμα 1.12. Από τις γεωλογικές αυτές τομές παρατηρούμε ότι η επιφανειακή γεωλογική δομή στην ευρύτερη περιοχή μελέτης είναι γενικά πολύπλοκη, με έντονες εναλλαγές των βασικών ιζηματογενών σχηματισμών σε τοπική κλίμακα, στις οποίες συχνά αναγνωρίζονται τεκτονικές επαφές. То επιφανειακότερο και πιο ανομοιογενές στρώμα των τεχνητών αποθέσεων (με μωβ χρώμα στο Σχήμα 1.12) παρουσιάζει κατά θέσεις σημαντικό πάχος, ενώ σε αρκετές περιπτώσεις δεν εμφανίζονται ορισμένοι γεωλογικοί σχηματισμοί στην τοπική στρωματογραφία του υπεδάφους. Σύμφωνα με το διαθέσιμο γεωτεχνικό μοντέλο δομής στην περιοχή μελέτης (Anastasiadis et al. 2001), οι τεχνητές επιχωματώσεις και τα τεταρτογενή ιζήματα αντιστοιχούν στους γεωτεχνικούς σχηματισμούς Α και Β (βλέπε και Πίνακα 1.1 στην παράγραφο §1.3.3), η ψαμμιτομαργαϊκή σειρά στο σχηματισμό Ε και η σειρά ερυθρών αργίλων στον F. Το όρια μεταξύ των παραπάνω σχηματισμών δεν είναι απόλυτα σαφή και καθορίζονται κυρίως από την κατανομή της Vs.

1.3.2 Σεισμοτεκτονικό καθεστώς

Το σεισμοτεκτονικό καθεστώς που επικρατεί στην ευρύτερη περιοχή μελέτης χαρακτηρίζεται από ένα πεδίο τάσεων που είναι εφελκυστικό με κύρια διεύθυνση B-N (Paradisopoulou et al. 2006, Vamvakaris et al. 2006). Κατά τη διάρκεια του νεοτεκτονικού σταδίου του Νεογενούς (κατώτερο Μειόκαινο) η δράση του εφελκυσμού δημιούργησε τις τεκτονικές λεκάνες του Αξιού, του Ανθεμούντα και της Μυγδονίας κοντά στο πολεοδομικό συγκρότημα της Θεσσαλονίκης. Σε αυτές τις λεκάνες αναπτύσσονται κανονικά ρήγματα με κύρια διεύθυνση παράταξης Α-Δ που επηρεάζουν τις ιζηματογενείς αποθέσεις (Tranos et al. 2003). Επιπλέον, παρατηρείται



Σχήμα 1.13: Χάρτης της ευρότερης περιοχής μελέτης που απεικονίζει τις σημαντικότερες ρηξιγενείς ζώνες (πορτοκαλί γραμμές). Με πράσινους κύκλους σημειώνονται οι ισχυροί σεισμοί ($M \ge 6.5$), ενώ με μαύρους τα επίκεντρα των σεισμών με μέγεθος $M \ge 4.0$ που συνέβησαν στην περιοχή μέσα στο χρονικό διάστημα από το 1981 έως το 2015 (Gkarlaouni et al. 2015).

επαναδραστηριοποίηση παλαιότερων τεκτονικών γραμμών με τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών να χαρακτηρίζονται από κανονικές διαρρήξεις με οριζόντιες συνιστώσες. Τα κυριότερα ρήγματα στην περιοχή μελέτης παρουσιάζονται στο Σχήμα 1.13.

Το παραπάνω σεισμοτεκτονικό καθεστώς έχει άμεση επίπτωση στη σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής μελέτης. Η Σερβομακεδονική μάζα είναι η πιο σεισμικά ενεργή ζώνη της βόρειας Ελλάδας με την υψηλότερη σεισμικότητα (Σκορδύλης 1985), αν και όχι τόσο έντονη όσο της αντίστοιχης που παρατηρείται κατά μήκος του ελληνικού τόξου ή των Ιονίων νήσων (δυτική Ελλάδα). Ωστόσο, ένας σημαντικός αριθμός σεισμικών γεγονότων έχουν συμβεί σε διάφορες ρηξιγενείς ζώνες της περιοχής (Σχήμα 1.13). Για παράδειγμα, σε κάποια από αυτά η μέγιστη παρατηρούμενη μακροσεισμική ένταση ήταν της τάξης του ΙΧ (1677 Ανθεμούντας, 1902 Άσσηρος) και Χ (1932 Ιερισσός), όπως προέκυψε από ιστορικές πηγές (Papazachos & Papazachou 2003). Το σημαντικότερο σεισμικό γεγονός στην ευρύτερη περιοχή μελέτης πραγματοποιήθηκε στις 20 Ιουνίου του 1978 με μέγεθος M=6.5 (Papazachos et al. 1979), όπου το επίκεντρο εντοπίστηκε σε ρήγμα του βόρειου τμήματος της Μυγδονίας λεκάνης. Ο σεισμός αυτός είχε σημαντικές επιπτώσεις στο πολεοδομικό συγκρότημα της Θεσσαλονίκης προκαλώντας σημαντικές βλάβες στις τεχνητές κατασκευές με πολύ σοβαρές οικονομικές και κοινωνικές συνέπειες. Η πρόσφατη σεισμική δράση της ευρύτερης περιοχής



Σχήμα 1.14: Διαθέσιμα γεωφυσικά δεδομένα στην περιοχή μελέτης. Με καφέ κύκλους απεικονίζονται οι θέσεις των μετρήσεων Down-Hole μέσα σε γεωτρήσεις, ενώ με κόκκινους κύκλους οι μετρήσεις εδαφικού θορύβου με τη χρήση μονού σταθμού καταγραφής. Η μπλε γραμμή αντιστοιχεί σε 2D προφίλ εφαρμογής της μεθόδου τομογραφίας ηλεκτρικής αντίστασης (ERT), οι πράσινες γραμμές σε εφαρμογές της μεθόδου πολυκαναλικής ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων (MASW), ενώ η μαύρη γραμμή σε μία ενδεικτική τομή του διαθέσιμου 3D γεωτεχνικού μοντέλου (Anastasiadis et al. 2001). Επιπλέον, στο σχήμα έχουν χαρτογραφηθεί τα κελιά του τομογραφικού πλέγματος (λευκά τετράγωνα) τα οποία είναι απαραίτητα για την τομογραφική μέθοδο εδαφικού θορύβου που εφαρμόζεται στην παρούσα διδακτορική διατριβή και συγχρόνως οριοθετούν την περιοχή μελέτης.

χαρακτηρίζεται από χαμηλό ρυθμό σεισμικότητας, με τη διάσπαρτη χρονικά εκδήλωση επιφανειακών σεισμικών γεγονότων μέσου μεγέθους, τα οποία συμβαίνουν πάνω σε κανονικά ή οριζόντιας μετατόπισης ρήγματα με μεγάλες γωνίες κλίσης. Όμως, ακόμα και αυτές οι σεισμικές πηγές θα μπορούσαν να προκαλέσουν πιθανά προβλήματα στις τεχνητές κατασκευές της Θεσσαλονίκης, καθώς και των γύρω πολεοδομικών συγκροτημάτων, εφόσον δε ληφθεί υπόψη η επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση.

1.3.3 Διαθέσιμα γεωφυσικά και γεωτεχνικά δεδομένα

Τα διαθέσιμα γεωφυσικά δεδομένα στην περιοχή όπου εγκαταστάθηκε το ειδικό δίκτυο σεισμομέτρων για την εφαρμογή της τομογραφίας εδαφικού θορύβου στην παρούσα διδακτορική διατριβή, διαιρούνται σε δύο κατηγορίες Πίνακας 1.1: Γεωτεχνικό εδαφικό μοντέλο δομής στην περιοχή μελέτης (Anastasiadis et al. 2001)

Ψηφιακή συλλογή

Σχηματισμός	Περιγραφή
А	Τεχνητές επιχωματώσεις, υλικά κατεδαφίσεων & φερτά φυσικά υλικά
В	Χαλαροί έως πολύ συνεκτικοί αμμώδεις άργιλοι και αργιλικοί άμμοι
Е	Πολύ στιφρή έως σκληροί, καστανού - ερυθρού χρώματος αμμώδεις ἀργιλοι
F	Πολύ στιφρή έως σκληρή στερεοποιημένη μαργαϊκή άργιλος έως μάργα
G	Πρασινοσχιστόλιθοι και Γνεύσιοι

μεθόδων: **a)** σε ενεργητικές και παθητικές γεωφυσικές διασκοπήσεις κατά μήκος επιλεγμένων προφίλ και, **β)** σε μετρήσεις *Down-Hole* μέσα σε γεωτρήσεις για τον προσδιορισμό της κατανομής της *V*^s με το βάθος. Οι θέσεις των διαθέσιμων γεωφυσικών δεδομένων στην περιοχή μελέτης παρουσιάζονται στο Σχήμα 1.14.

Οι ενεργητικές γεωφυσικές διασκοπήσεις (Οικονόμου 2017) αφορούν μετρήσεις με τη μέθοδο της πολυκαναλικής ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων (Multichannel Analysis of Surface Waves ή MASW) για την εκτίμηση της επιφανειακής γεωφυσικής δομής του υπεδάφους. Επιπλέον, στο πλαίσιο της παρούσας διδακτορικής διατριβής πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις με τη μέθοδο της τομογραφίας ηλεκτρικής αντίστασης (Electric Resistivity Tomography ή ERT), σε ένα προφίλ κάθετο στην παράταξη των γεωλογικών σχηματισμών. Στόχος των συγκεκριμένων μετρήσεων ήταν η μελέτη της γεωμετρίας του γεωλογικού υποβάθρου με μεγαλύτερη λεπτομέρεια σε μία θέση όπου αναμένεται απότομη κλίση του προς βαθύτερους ορίζοντες. Στο ίδιο προφίλ πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις εδαφικού θορύβου μονού σταθμού για την εκτίμηση του βάθους του υποβάθρου από την επεξεργασία των δεδομένων με τη μέθοδο HVSR. Οι μετρήσεις MASW και ERT καλύπτουν κυρίως το βόρειο τμήμα του ειδικού δικτύου, ενώ οι μετρήσεις HVSR εκτείνονται μέχρι το κεντρικό του τμήμα.

Οι μετρήσεις Down-Hole αφορούν τέσσερις συνολικά θέσεις γεωτρήσεων



Σχήμα 1.15: Χάρτης του ευρύτερου πολεοδομικού συγκροτήματος της Θεσσαλονίκης (πάνω και αριστερό τμήμα του σχήματος) και χωρική κατανομή του βάθους των κύριων γεωτεχνικών σχηματισμών (βλέπε και Πίνακα 1.1) της εδαφικής δομής (Skarlatoudis et al. 2010, τροποποιημένο).

στην περιοχή μελέτης. Η πρώτη πραγματοποιήθηκε σε θέση επιφανειακής εμφάνισης του γεωλογικού υποβάθρου στο ΒΑ τμήμα του ειδικού δικτύου. Οι επόμενες δύο (Πιτιλάκης και συνεργάτες 2004) εντοπίζονται στο ΒΔ και ΝΑ τμήμα, ενώ η τελευταία πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια της παρούσας διδακτορικής διατριβής στο ανατολικό τμήμα του ειδικού δικτύου, μέσα σε



Σχήμα 1.16: Χωρική κατανομή του βάθους του σχηματισμού **Α** (βλέπε και Πίνακα 1.1) από το διαθέσιμο 3D γεωτεχνικό εδαφικό μοντέλο δομής (Anastasiadis et al. 2001) στη θέση εγκατάστασης του ειδικού δικτύου σεισμομέτρων στην περιοχή μελέτης.

γεώτρηση για τη διάνοιξη του υπόγειου σιδηροδρομικού δικτύου (Μετρό) Θεσσαλονίκης. Δυστυχώς, όλες οι διαθέσιμες γεωτρήσεις είναι επιφανειακές, με μέγιστο βάθος που δεν ξεπερνά τα 40m. Επομένως, μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τη σύγκριση των αποτελεσμάτων της τομογραφίας εδαφικού θορύβου μόνο για τα ανώτερα στρώματα της εδαφικής δομής, όπου η διακριτική ικανότητα της μεθόδου είναι σχετικά περιορισμένη.

Τα διαθέσιμα γεωτεχνικά δεδομένα προέρχονται από τη μεγάλη κλίμακας μελέτη των Anastasiadis et al. (2001), για τον προσδιορισμό ενός 3D εδαφικού μοντέλου στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης. Η κατασκευή αυτού του εδαφικού μοντέλου στηρίχθηκε στη συλλογή μεγάλου πλήθους γεωτεχνικών δεδομένων από γεωτρήσεις, καθώς και γεωφυσικών μετρήσεων. Η περιγραφή των κύριων σχηματισμών του υπεδάφους που εντοπίζονται στην περιοχή μελέτης παρουσιάζεται στον Πίνακα 1.1. Συνολικά, η εδαφική δομή αποτελείται από 4 ιζηματογενή στρώματα που επικάθονται πάνω σε πετρώματα του γεωλογικού υποβάθρου. Οι σχηματισμοί *A* και *B* του Πίνακα 1.1 αντιστοιχούν σε πρόσφατες τεταρτογενείς αποθέσεις, οι σχηματισμοί *E* και *F* σε Νεογενή στρώματα, ενώ ο σχηματισμός *G* σε πετρώματα του γεωλογικού υποβάθρου. Το συγκεκριμένο γεωτεχνικό μοντέλο επεκτάθηκε χωρικά από



Σχήμα 1.17: Χωρική κατανομή του βάθους του σχηματισμού **B** (βλέπε και Πίνακα 1.1) από το διαθέσιμο 3D γεωτεχνικό εδαφικό μοντέλο δομής (Anastasiadis et al. 2001) στη θέση εγκατάστασης του ειδικού δικτύου σεισμομέτρων στην περιοχή μελέτης.



Σχήμα 1.18: Χωρική κατανομή του βάθους του σχηματισμού **F** (βλέπε και Πίνακα 1.1) από το διαθέσιμο 3D γεωτεχνικό εδαφικό μοντέλο δομής (*Anastasiadis et al. 2001*) στη θέση εγκατάστασης του ειδικού δικτύου σεισμομέτρων στην περιοχή μελέτης.



Σχήμα 1.19: Ενδεικτική τομή κατά μήκος ΝΔ-ΒΑ διεύθυνσης (βλέπε Σχήμα 1.14) του διαθέσιμου 3D γεωτεχνικού εδαφικού μοντέλου δομής (Anastasiadis et al. 2001) στη θέση εγκατάστασης του ειδικού δικτύου σεισμομέτρων στην περιοχή μελέτης, όπου διακρίνεται η πλευρική ανάπτυξη και η γεωμετρία των κυριότερων επιφανειών ασυνέχειας στη δομή του υπεδάφους.

μεταγενέστερη εργασία των Apostolidis et al. (2004) με την πραγματοποίηση πρόσθετων μετρήσεων εδαφικού θορύβου με τη χρήση ειδικών δικτύων σεισμομέτρων. Η σύνθεση των αποτελεσμάτων από τις δύο παραπάνω εργασίες χρησιμοποιήθηκε από τους Skarlatoudis et el. (2010) για την αριθμητική προσομοίωση της κυματικής διάδοσης στην ευρύτερη περιοχή μελέτης και την παραγωγή συνθετικών καταγραφών σε επιλεγμένες θέσεις. Η χωρική κατανομή του βάθους των κύριων επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής στο ευρύτερο πολεοδομικό συγκρότημα της Θεσσαλονίκης σύμφωνα με αυτούς του ερευνητές, παρουσιάζεται στο Σχήμα 1.15. Η αντίστοιχη κατανομή τους στην έκταση του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης παρουσιάζεται στα Σχήματα 1.16 έως το 1.18, ενώ μία ενδεικτική τομή της εδαφικής δομής κατά μήκος ΝΔ-ΒΑ διεύθυνσης (Σχήμα 1.14) απεικονίζεται στο Σχήμα 1.19.





Ένας από τους βασικούς σκοπούς της Γεωφυσικής είναι η μελέτη της δομής των επιφανειακών γεωλογικών στρωμάτων της Γης, με έμφαση σε στόχους που παρουσιάζουν κυρίως οικονομικό, γεωτεχνικό, υδρογεωλογικό, γεωθερμικό, πολιτισμικό, αλλά και περιβαλλοντικό ενδιαφέρον. Με τον όρο δομή στην γεωφυσική εννοούμε την κατανομή μέσα στους γεωλογικούς σχηματισμούς του υπεδάφους των φυσικών μεγεθών που χαρακτηρίζουν το υλικό τους και περιγράφουν τις συνθήκες στις οποίες βρίσκονται. Επιπλέον, με τον όρο επιφανειακά στρώματα εννοούμε τα γεωλογικά στρώματα του υπεδάφους σε βάθη που μπορεί να κυμαίνονται από λίγες δεκάδες έως μερικές εκατοντάδες μέτρα και σε ορισμένες ειδικές περιπτώσεις σε μερικά χιλιόμετρα (για παράδειγμα στις γεωφυσικές έρευνες πετρελαίου). Η κατανομή των φυσικών μεγεθών μέσα στα επιφανειακά γεωλογικά στρώματα της Γης, που κυρίως μας ενδιαφέρουν, είναι οι ταχύτητες διάδοσης των ελαστικών κυμάτων (επιμηκών, εγκαρσίων και επιφανειακών), η ειδική ηλεκτρική αντίσταση, η μαγνητική επιδεκτικότητα και η πυκνότητα. Σε αρκετές περιπτώσεις, δεν μας ενδιαφέρει η «απόλυτη» ή η ακριβής τιμή των φυσικών μεγεθών που θέλουμε να προσδιορίσουμε, αλλά οι αντιθέσεις ή οι σχετικές μεταβολές που εμφανίζονται στην κατανομή τους μέσα στους γεωλογικούς σχηματισμούς του υπεδάφους. Οι αντιθέσεις των φυσικών μεγεθών στη γεωφυσική δομή του υπεδάφους χρησιμοποιούνται κυρίως για ποιοτική ερμηνεία, αλλά μπορούν επίσης να χρησιμοποιηθούν για τον εντοπισμό δομών ενδιαφέροντος.

Η δυνατότητα άμεσης μέτρησης φυσικών μεγεθών στο εσωτερικό της Γης είναι εφικτή μόνο σε θέσεις γεωτρήσεων. Οι γεωφυσικές μετρήσεις μέσα σε γεωτρήσεις είναι εξαιρετικά ακριβείς και επιπλέον, από τα δείγματα υλικού του υπεδάφους που συλλέγονται, είναι δυνατό να προσδιοριστούν οι φυσικές και μηχανικές ιδιότητες των γεωλογικών σχηματισμών με εργαστηριακές δοκιμές, καθώς και η αναγνώριση των πετρολογικών τύπων, τόσο μακροσκοπικά, όσο και μικροσκοπικά. Παρόλα αυτά, η μελέτη των επιφανειακών στρωμάτων της Γης με τη χρήση γεωτρήσεων παρουσιάζει κάποια σημαντικά μειονεκτήματα. Οι πληροφορίες που συλλέγουμε από τις γεωτρήσεις είναι σημειακές, συνεπώς μπορεί να μην είναι αντιπροσωπευτικές για τη δομή του υπεδάφους σε περιοχές μελέτης με μεγάλη χωρική έκταση, ειδικά σε περιπτώσεις που η τοπική γεωλογία του υπεδάφους παρουσιάζει έντονες πλευρικές μεταβολές. Το βάθος διάτρησης των γεωτρήσεων είναι γενικά περιορισμένο και το κόστος εκτέλεσης των γεωτρήσεων είναι αρκετά υψηλό, με δυσανάλογη αύξηση του κόστους σε συνάρτηση με το βάθος διάτρησης. Τα παραπάνω μειονεκτήματα οδηγούν στην αναζήτηση εναλλακτικών τρόπων μελέτης της δομής των επιφανειακών γεωλογικών στρωμάτων της Γης, οι οποίοι θα ξεπερνούν τις δυσκολίες που εμφανίζονται με τη χρήση γεωτρήσεων.

Ένας εναλλακτικός τρόπος μελέτης της δομής των επιφανειακών γεωλογικών στρωμάτων της Γης είναι η συλλογή γεωφυσικών παρατηρήσεων στην επιφάνεια της και εξαγωγή συμπερασμάτων για το εσωτερικό της σε σημεία που δεν μπορούμε να παρατηρήσουμε άμεσα. Οι γεωφυσικές παρατηρήσεις στην επιφάνεια της Γης αντιστοιχούν σε μέτρηση φυσικών μεγεθών που συνδέονται με τις φυσικές ιδιότητες των γεωλογικών στρωμάτων του υπεδάφους μέσω κατάλληλων φυσικών νόμων και μαθηματικών εξισώσεων. Για παράδειγμα, κατά την εφαρμογή της γεωφυσικής μεθόδου της ηλεκτρικής τομογραφίας του υπεδάφους (Electrical Resistivity Tomography ή ERT) σε μία περιοχή (π.χ. Zhou 2018), διοχετεύεται συνεχές ηλεκτρικό ρεύμα γνωστής έντασης, Ι, στο υπέδαφος και πραγματοποιείται μέτρηση της διαφοράς δυναμικού, V, στην επιφάνεια της Γης σε θέσεις κατάλληλων διατάξεων ηλεκτροδίων, συνήθως κατά μήκος μίας τομής με συγκεκριμένη διεύθυνση. Από τη μετρούμενη διαφορά δυναμικού, V, στην επιφάνεια της Γης υπολογίζεται η ειδική ηλεκτρική αντίσταση, R (=V/I), του υπεδάφους, η οποία αντικατοπτρίζει τη δυσκολία ροής του ηλεκτρικού ρεύματος σε ένα υλικό. Όμως, επειδή τα επιφανειακά στρώματα της Γης είναι γεωηλεκτρικά ανομοιογενή, η μετρούμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση είναι συνάρτηση της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους και της γεωμετρίας της διάταξης των ηλεκτροδίων μέτρησης της διαφοράς δυναμικού, V. Επομένως, η ποσότητα που υπολογίζουμε, σε μία πρώτη προσέγγιση, αποτελεί ένα είδος μέσου όρου των ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων του ανομοιογενούς υπεδάφους και ονομάζεται φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση, ρ_a . Η φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση, ρ_a, μπορεί να χρησιμοποιηθεί για ποιοτική ερμηνεία της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους, με έμφαση στις σχετικές μεταβολές (αντιθέσεις) που παρουσιάζει με το βάθος. Ποσοτική ερμηνεία των αποτελεσμάτων είναι εφικτή μόνο μετά από μετατροπή της φαινόμενης
ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, *ρ_a*, στην πραγματική κατανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης του υπεδάφους. Διαφορετικοί γεωλογικοί σχηματισμοί παρουσιάζουν και διαφορετικές ειδικές ηλεκτρικές αντιστάσεις, επομένως, η γνώση της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον έμμεσο προσδιορισμό της γεωλογικής δομής και γενικότερα τον εντοπισμό δομών ενδιαφέροντος.

Ψηφιακή συλλογή

Η διαδικασία προσδιορισμού της δομής του εσωτερικού της Γης από μετρήσεις φυσικών μεγεθών στην επιφάνεια της ανήκει στη γενικότερη κατηγορία των αντίστροφων προβλημάτων (π.χ. Tarantola 2005, Menke 2012). Αντίστροφα προβλήματα συναντώνται πολύ συχνά στη Γεωφυσική, αλλά και σε πλήθος επιστημονικών πεδίων, και η λύση τους οδηγεί στην εξαγωγή σημαντικών συμπερασμάτων σχετικά με τις φυσικές διεργασίες και την εσωτερική δομή της Γης.

Για τη μελέτη ενός φυσικού φαινομένου, μίας φυσικής διεργασίας ή την κατανομή διάφορων φυσικών μεγεθών στο εσωτερικό της Γης κατασκευάζονται κατάλληλα μαθηματικά μοντέλα που έχουν σαν στόχο να προσομοιώσουν τη φυσική πραγματικότητα. Τα μαθηματικά μοντέλα που χρησιμοποιούνται για τη μελέτη της δομής της Γης, αποτελούνται από ένα πεπερασμένο σύνολο διακριτών παραμέτρων ή απλών συναρτήσεων με ορισμένο αριθμό μεταβλητών, οι οποίες ονομάζονται παράμετροι του μαθηματικού μοντέλου δομής και παριστάνονται συνήθως με τη χρήση ενός διανύσματος, m. Ένα τυπικό παράδειγμα αποτελεί η μελέτη της κατανομής της ταχύτητας των ελαστικών κυμάτων χώρου (επιμήκη και εγκάρσια) στο υπέδαφος. Σε περιοχές μελέτης μικρής κλίμακας (μερικών δεκάδων έως εκατοντάδων τετραγωνικών μέτρων), η παραμετροποίηση του μαθηματικού μοντέλου δομής πραγματοποιείται με τη χρήση ενός συνόλου οριζόντιων στρωμάτων πάνω σε ημιχώρο, το κάθε ένα από τα οποία χαρακτηρίζεται από συγκεκριμένες τιμές παραμέτρων, όπως το πάχος, η πυκνότητα, οι ελαστικές σταθερές και οι ταχύτητες των ελαστικών κυμάτων (Knopoff 1964, Gilbert & Backus 1966). Κάθε μία από αυτές τις παραμέτρους θεωρούμε ότι έχουν σταθερές τιμές μέσα σε όλο το στρώμα ή ότι μεταβάλλονται σύμφωνα με μία συνάρτηση (συνήθως χρησιμοποιούνται γραμμικές ή εκθετικές συναρτήσεις).

Η παραμετροποίηση του μαθηματικού μοντέλου δομής που περιγράφεται παραπάνω αποτελεί μία προσπάθεια προσέγγισης της πραγματικής γεωλογικής δομής του υπεδάφους. Φυσικά, σε πραγματικές συνθήκες, τα όρια των επιφανειών επαφής των γεωλογικών στρωμάτων του υπεδάφους μπορεί να μην είναι σαφή, αλλά ακαθόριστα, δηλαδή να μην είναι εύκολη η διάκριση δύο γεωλογικών στρωμάτων, καθώς και η γεωμετρία της επαφής μπορεί να μην είναι ομαλή, αλλά να παρουσιάζει πτυχώσεις και κλίσεις εξαιτίας της τεκτονικής καταπόνησης των πετρωμάτων και τη δράση ρηγμάτων ή της διάβρωσης. Από τα παραπάνω, γίνεται φανερό ότι η διαδικασία προσέγγισης της πραγματικής γεωλογικής δομής με βάση κάποιο παραμετρικό μαθηματικό μοντέλο θα περιέχει σφάλματα, τα οποία έχουν άμεση εξάρτηση με την πολυπλοκότητα της πραγματικής γεωλογικής δομής του υπεδάφους.

Η κατασκευή και η παραμετροποίηση του μαθηματικού μοντέλου δομής αποτελεί το πρώτο και συγχρόνως το πιο σημαντικό βήμα για την επίλυση οποιουδήποτε προβλήματος προσδιορισμού της δομής της Γης, αλλά και γενικότερα κάθε γεωφυσικού προβλήματος, αφού με τη χρήση μαθηματικών μοντέλων και μαθηματικών τεχνικών μπορούμε να κατανοήσουμε, να αναλύσουμε τη φυσική πραγματικότητα και να εξάγουμε πληροφορίες και συμπεράσματα για τη λειτουργία των φυσικών συστημάτων.

Όπως έχει αναφερθεί, προσπαθούμε να προσδιορίσουμε τη δομή του εσωτερικού της Γης, ή ισοδύναμα τις παραμέτρους του μαθηματικού μοντέλου δομής, με μέτρηση φυσικών μεγεθών στην επιφάνεια της. Επομένως, συλλέγουμε γεωφυσικές παρατηρήσεις, δηλαδή ένα πεπερασμένο σύνολο διακριτών παρατηρούμενων δεδομένων, τα οποία παριστάνονται συνήθως με τη χρήση ενός διανύσματος, *d*. Θεωρούμε ότι τα παρατηρούμενα δεδομένα είναι το αποτέλεσμα μίας συνάρτησης ή ενός τελεστή *F*, ο οποίος δρα στις παραμέτρους του μαθηματικού μοντέλου δομής και παράγει τα παρατηρούμενα δεδομένα, μέσω κατάλληλων φυσικών νόμων και μαθηματικών εξισώσεων, δηλαδή ότι ισχύει μία σχέση της μορφής:

$$d = F\left(m\right) \tag{2.1}$$

Γενικά, η επίλυση των προβλημάτων που σχετίζονται με τη μελέτη της δομής του εσωτερικού της Γης, δηλαδή με τον προσδιορισμό των παραμέτρων του μαθηματικού μοντέλου δομής, ακολουθεί δύο κύριες κατευθύνσεις. Η πρώτη κατεύθυνση προσανατολίζεται στον υπολογισμό των αναμενόμενων παρατηρήσεων, οι οποίες ονομάζονται συνθετικά ή θεωρητικά δεδομένα, με τη χρήση ενός συγκεκριμένου (γνωστού) μαθηματικού μοντέλου δομής. Η διαδικασία αυτή αποτελεί το ευθύ πρόβλημα (Forward Problem) προσδιορισμού της δομής του υπεδάφους. Η δεύτερη κατεύθυνση προσανατολίζεται στη χρήση των παρατηρούμενων δεδομένων στην



Σχήμα 2.1: Γραφική αναπαράσταση του ευθέος και του αντίστροφου προβλήματος. Το μαθηματικό μοντέλο δομής αποτελεί μία προσέγγιση της φυσικής πραγματικότητας με τη χρήση ενός συνόλου παραμέτρων, ενώ οι γεωφυσικές παρατηρήσεις αντιστοιχούν σε μετρήσεις φυσικών μεγεθών στην επιφάνεια της Γης.

επιφάνεια της Γης για τον προσδιορισμό των παραμέτρων του μαθηματικού μοντέλου δομής. Η διαδικασία αυτή αποτελεί το **αντίστροφο πρόβλημα** (*Inverse Problem*) και είναι εμφανές ότι πρόκειται για την αντίστροφη διαδικασία του ευθέος προβλήματος. Στο Σχήμα 2.1 παρουσιάζεται γραφικά η πορεία που ακολουθείται από τις γεωφυσικές παρατηρήσεις προς το μαθηματικό μοντέλο δομής για το ευθύ και το αντίστροφο πρόβλημα, αντίστοιχα. Γενικά, στο ευθύ πρόβλημα προσπαθούμε να υπολογίσουμε τα αποτελέσματα (δεδομένα) από μία (γνωστή) αιτία (μοντέλο), ενώ στο αντίστροφο πρόβλημα χρησιμοποιούμε τα (γνωστά) αποτελέσματα (δεδομένα) για να υπολογίσουμε την αιτία (μοντέλο) που τα δημιούργησε.

Η επίλυση του ευθέος προβλήματος είναι εφικτή εάν καταλαβαίνουμε επαρκώς τη φυσική διεργασία που μελετάμε και μπορέσουμε να εκφράσουμε με μαθηματικό τρόπο το φυσικό σύστημα. Συνήθως, το ευθύ πρόβλημα λύνεται με απλό σχετικά τρόπο, υπάρχουν όμως πολλές περιπτώσεις που είναι αρκετά πολύπλοκο και μη γραμμικό. Παρόλα αυτά, τις περισσότερες φορές υπάρχει η δυνατότητα έκφρασης του ευθέως προβλήματος με αναλυτικό τρόπο, δηλαδή με εύρεση της μαθηματικής σχέσης που συνδέει τις παραμέτρους του μαθηματικού μοντέλου δομής με τα παρατηρούμενα δεδομένα, έστω και με κάποιες παραδοχές και απλοποιήσεις. Το γεγονός αυτό μας οδηγεί σε μία μοναδική λύση του ευθέος προβλήματος.

Τα αντίστροφα προβλήματα επιλύονται με τη χρήση μαθηματικών

τεχνικών αντιστροφής των παρατηρούμενων δεδομένων, *d*, για την εύρεση των παραμέτρων του μαθηματικού μοντέλου δομής, *m*, ή με τη χρήση τεχνικών δοκιμής και απόρριψης (Trial & Error) με τις οποίες επιλύεται επαναληπτικά το ευθύ πρόβλημα για ένα πλήθος μαθηματικών μοντέλων δομής και πραγματοποιείται αναζήτηση της βέλτιστης λύσης, δηλαδή η καλύτερη δυνατή προσαρμογή μεταξύ των συνθετικών και παρατηρούμενων δεδομένων. Κάθε μία προσέγγιση από τις δύο παραπάνω στρατηγικές επίλυσης του αντίστροφου προβλήματος παρουσιάζει πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα, ανάλογα με την εφαρμογή. Αξίζει να σημειωθεί, ότι και στους δύο τρόπους επίλυσης του αντίστροφου προβλήματος είναι απαραίτητη η ύπαρξη δυνατότητας επίλυσης του ευθέος προβλήματος.

Γενικά, το αντίστροφο πρόβλημα είναι πιο δύσκολο να επιλυθεί σε σχέση με το ευθύ πρόβλημα για διάφορους λόγους. Τα αντίστροφα προβλήματα σχεδόν πάντα δεν έχουν ακριβή, μοναδική ή "σωστή" λύση. Επειδή τα παρατηρούμενα δεδομένα, ως προϊόντα μετρήσεων πεπερασμένης ακρίβειας, περιέχουν σφάλματα και τα μαθηματικά μοντέλα δομής που χρησιμοποιούμε είναι απλοποιημένα σε σχέση με την πολύπλοκη φυσική πραγματικότητα, κανένα μαθηματικό μοντέλο, δηλαδή καμία λύση του αντίστροφου προβλήματος, δεν μπορεί να περιγράψει ακριβώς τα παρατηρούμενα δεδομένα. Άμεση επίπτωση των παραπάνω αποτελεί το γεγονός ότι ένα εύρος τιμών των παραμέτρων του μαθηματικού μοντέλου δομής που προσδιορίζονται από τη λύση του αντίστροφου προβλήματος μπορεί να περιγράψει ισοδύναμα τα παρατηρούμενα δεδομένα. Κατά συνέπεια, έχουμε στη διάθεση μας ένα πλήθος μαθηματικών μοντέλων δομής από τα οποία πρέπει να επιλέξουμε βασιζόμενοι σε ορισμένα κριτήρια και ανεξάρτητες πληροφορίες (π.χ. από διαφορετικές γεωφυσικές μεθόδους).

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι η λύση του αντίστροφου προβλήματος που θα επιλεχθεί δεν είναι απαραίτητα η βέλτιστη από μαθηματικής πλευράς. Επιπλέον, υπάρχουν περιπτώσεις όπου τα παρατηρούμενα δεδομένα είναι ανεπαρκή για την ανάλυση κάποιων χαρακτηριστικών του μαθηματικού μοντέλου δομής ή ακόμα και για την ίδια τη λύση του αντίστροφου προβλήματος (!). Είναι εμφανές ότι στις περισσότερες περιπτώσεις η λύση ενός αντίστροφου προβλήματος δεν είναι μία αυτοματοποιημένη διαδικασία, αλλά απαιτεί τον έλεγχο και τον συνδυασμό πληροφορίων που θα έχουν σαν στόχο τη μείωση της υποκειμενικότητας και την εύρεση της βέλτιστης λύσης η οποία θα βρίσκεται όσο το δυνατόν πιο κοντά στην πραγματικότητα και θα επαληθεύει τις περισσότερες παρατηρήσεις. Μία σημαντική συνέπεια των παραπάνω περιορισμών στην επίλυση των αντίστροφων προβλημάτων είναι ο "ανταγωνισμός" μεταξύ της διακριτικής ικανότητας (Resolution) του μαθηματικού μοντέλου δομής, δηλαδή το πόσο λεπτομερές είναι, και της σταθερότητας ή ευρωστίας (Robustness) της λύσης. Συχνά η λύση του μοντέλου δομής που παράγεται από τα παρατηρούμενα δεδομένα είναι σταθερή, δηλαδή δεν επηρεάζεται από τις «λεπτομέρειες» δεδομένων ή του τρόπου υπολογισμού, αλλά είναι πιθανό να μην είναι δυνατός ο εντοπισμός σημαντικών χαρακτηριστικών του μοντέλου δομής. Σε άλλες περιπτώσεις το μοντέλο δομής ερμηνεύει με ακρίβεια παρατηρούμενα δεδομένα, αλλά η λύση είναι εξαιρετικά ασταθής γιατί εξαρτάται από μικρές μεταβολές στα παρατηρούμενα δεδομένα, οι οποίες μπορεί να οδηγήσουν σε δυσανάλογα μεγάλη μεταβολή στη λύση του αντίστροφου προβλήματος.

Ψηφιακή συλλογή

Παραδείγματα εφαρμογής της θεωρίας αντιστροφής στη Γεωφυσική, εκτός από τη μελέτη της δομής του εσωτερικού της Γης, είναι η εύρεση του επικέντρου ενός σεισμού από τους χρόνους άφιξης των σεισμικών φάσεων στους σεισμολογικούς σταθμούς, ο υπολογισμός των μηχανισμών γένεσης των σεισμών από τους τανυστές σεισμικής ροπής, η εύρεση της κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών από τα διανύσματα *Euler* και η μελέτη της κατανομής της πυκνότητας του εσωτερικού της Γης από μετρήσεις της έντασης του πεδίου βαρύτητας της. Επίσης, συναντώνται σε πλήθος εφαρμογών σε πάρα πολλά επιστημονικά πεδία, όπως στην ιατρική, στην οπτική, στην ακουστική, στην ανάλυση σημάτων, στην αστρονομία, κ.α.

Στη συνέχεια γίνεται μία γενική αναφορά στα αντίστροφα γραμμικά και μη γραμμικά αντίστροφα προβλήματα, στη μέθοδο επίλυσής τους και την ανάλυση των σφαλμάτων στα παρατηρούμενα δεδομένα και στο μαθηματικό μοντέλο δομής, καθώς και στους τρόπους σταθεροποίησης της λύσης των αντίστροφων προβλημάτων. Η τομογραφία του υπεδάφους με τη χρήση χρόνων διαδρομής επιφανειακών κυμάτων, η οποία αποτελεί μία ειδική περίπτωση αντίστροφων προβλημάτων και χρησιμοποιείται στην παρούσα διδακτορική διατριβή, παρουσιάζεται σε επόμενο κεφάλαιο (Κεφάλαιο 4).

2.1 Αντίστροφα Γραμμικά και Μη Γραμμικά Προβλήματα

Θεωρούμε ότι το μαθηματικό μοντέλο (ή μοντέλο δομής στην περίπτωση που το πρόβλημα είναι η μελέτη της δομής του εσωτερικού της Γης) που περιγράφει ένα φυσικό σύστημα και το οποίο θέλουμε να προσδιορίσουμε, αποτελείται από m_j , όπου j = 1, 2, ..., M, διακριτές παραμέτρους οχηματίζοντας το διάνυσμα:

Κεφάλαιο 2°

$$m = \begin{bmatrix} m_1 \\ m_2 \\ \vdots \\ m_M \end{bmatrix}$$
(2.2)

Το διάνυσμα του μοντέλου, *m*, είναι δυνατό να αποτελείται από ποσότητες με διαφορετική φυσική σημασία, όπως χωρικές και χρονικές συνιστώσες (τυπικό παράδειγμα αποτελεί η εύρεση του επικέντρου ενός σεισμού από τους χρόνους άφιξης των ελαστικών κυμάτων χώρου στις θέσεις των διάφορων σεισμολογικών σταθμών ενός δικτύου, όπου το διάνυσμα του μοντέλου αποτελείται από τρεις συνιστώσες χώρου, τις γεωγραφικές συντεταγμένες του επικέντρου και το εστιακό βάθος του σεισμού, και από μία χρονική συνιστώσα, το χρόνο γένεσης του σεισμού). Στην περίπτωση της μελέτης της δομής του εσωτερικού της Γης, το μοντέλο μπορεί να είναι π.χ. οι σεισμικές ταχύτητες σε διάφορα βάθη στο εσωτερικό της Γης, δηλαδή ένα μοντέλο δομής. Αν έχουμε ένα διακριτό σύνολο γεωφυσικών μετρήσεων (παρατηρησιακών δεδομένων), *d_i*, όπου *i* = 1, 2, ..., *N*, αυτές συνδέονται με το μοντέλο δομής, *m*, μέσω μίας γενικής σχέσης της μορφής σχέσης:

$$d_i = F\left(m_j\right) \tag{2.3}$$

η οποία εκφράζει το ευθύ γεωφυσικό πρόβλημα για την περίπτωσή μας. Για παράδειγμα το διάνυσμα d μπορεί να περιλαμβάνει ανωμαλίες Bouguer και το διάνυσμα m την κατανομή της πυκνότητας στο εσωτερικό της Γης. Ο τελεστής F της σχέσης (2.3) αντιπροσωπεύει κατάλληλες συναρτήσεις και εξισώσεις που μετασχηματίζουν τις παραμέτρους του μοντέλου δομής σε παρατηρούμενα δεδομένα, d_i (i = 1, 2, ..., N), τα οποία σχηματίζουν το διάνυσμα:

$$d = \begin{bmatrix} d_1 \\ d_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ d_N \end{bmatrix}$$
(2.4)

Στην πιο απλή περίπτωση που το ευθύ πρόβλημα (δηλαδή η σχέση 2.3) είναι γραμμικό, δηλαδή υπάρχει γραμμική εξάρτηση μεταξύ των παρατηρούμενων δεδομένων, *d*, και των παραμέτρων του μοντέλου δομής, *m*, οι σχέσεις (2.3) και (2.4), μπορούν να γραφούν ως το παρακάτω σύστημα γραμμικών εξισώσεων:

Ψηφιακή συλλογή

τις οποίες μπορούμε να τις γράψουμε σε μία πιο συμπαγή μορφή με τη χρήση πινάκων:

$$\begin{bmatrix} d_{1} \\ d_{2} \\ \vdots \\ \vdots \\ d_{N} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a_{11} & a_{12} & \vdots & a_{1M} \\ a_{21} & a_{22} & \vdots & a_{2M} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ a_{N1} & a_{N2} & \vdots & a_{NM} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} m_{1} \\ m_{2} \\ \vdots \\ m_{M} \end{bmatrix}$$
(2.6)

Ο πρώτος δείκτης των συντελεστών, *a_{ij}*, των παραμέτρων του μοντέλου δομής αντιστοιχεί με τον δείκτη των παρατηρούμενων δεδομένων, ενώ ο δεύτερος δείκτης αντιστοιχεί με τον δείκτη των παραμέτρων του μοντέλου δομής. Επομένως, ο αριθμός των γραμμών του πίνακα των συντελεστών θα είναι ίσος με τον αριθμό των παρατηρούμενων δεδομένων (*N*), ενώ ο αριθμός των στηλών του θα είναι ίσος με τον αριθμό των παραμέτρων του μοντέλου δομής (*M*), δηλαδή είναι ένα σύστημα *N*×*M* διαστάσεων.

Αν συμβολίσουμε με *A* τον πίνακα των συντελεστών, a_{ij} (*i* = 1, 2, ..., *N* και *j* = 1, 2, ..., *M*), και λάβουμε υπόψη τις σχέσεις (2.2) και (2.4), μπορούμε να γράψουμε τη σχέση (2.6) με την παρακάτω μορφή:

$$d = Am \tag{2.7}$$

Στην πιο γενική (και συνηθισμένη) περίπτωση, στην οποία δεν υπάρχει γραμμική εξάρτηση μεταξύ των παραμέτρων του μοντέλου δομής και των παρατηρούμενων δεδομένων, την ανάγουμε σε μία γραμμικοποιημένη

μορφή, μέσω κατάλληλων μετασχηματισμών. Ο κύριος λόγος αναγωγής μίας μη γραμμικής σχέσης μεταξύ δύο ποσοτήτων σε γραμμική είναι ότι έχει πραγματοποιηθεί εκτενής μελέτη στους τρόπους επίλυσης και στις ιδιαιτερότητες που παρουσιάζουν τα γραμμικά προβλήματα. Αντιθέτως, είναι πολύ περιορισμένη η έρευνα και δεν υπάρχουν γενικοί τρόποι επίλυσης για τα μη γραμμικά προβλήματα.

Η διαδικασία της αναγωγής μίας μη γραμμικής σχέσης μεταξύ των παραμέτρων του μοντέλου δομής και των παρατηρούμενων δεδομένων σε γραμμική απαιτεί την ύπαρξη ενός προκαταρκτικού μοντέλου δομής (Starting Model), m_j^0 , όπου j = 1, 2, ..., M, το οποίο αποτελεί μία αρχική εκτίμηση ή υπόθεση της φυσικής πραγματικότητας και θεωρούμε ότι βρίσκεται πολύ κοντά στο μοντέλο δομής που θέλουμε να προσδιορίσουμε. Εάν το ευθύ πρόβλημα επιλυθεί για αυτό το προκαταρκτικό μοντέλο δομής, τότε είναι δυνατή η πρόβλεψη των δεδομένων που θα παρατηρούσαμε, μέσω της παρακάτω σχέσης:

$$d_i^0 = F\left(m_j^0\right) \tag{2.8}$$

Τα δεδομένα που προβλέπονται από το προκαταρκτικό μοντέλο δομής ονομάζονται συνθετικά (ή θεωρητικά) δεδομένα και στις περισσότερες περιπτώσεις δεν συμπίπτουν με τα παρατηρούμενα δεδομένα. Το διάνυσμα της διαφοράς των παρατηρημένων και των συνθετικών δεδομένων, $\Delta d = d - d^0$, περιλαμβάνει τις διαφορές $\Delta d_i = d_i - d_i^0$, για κάθε παρατήρηση (δεδομένο), οι οποίες ονομάζονται υπόλοιπα (Residuals). Είναι προφανές ότι όσο πιο κοντά είναι το αρχικό μοντέλο στο πραγματικό, τόσο μικρότερα θα είναι τα υπόλοιπα, και τόσο μικρότερο το μέτρο του διανύσματος Δd , δηλαδή η ποσότητα $|\Delta d| = |d - d^0|$. Από τα παραπάνω είναι προφανές ότι αναζητούμε τις κατάλληλες διορθώσεις, Δm_j , (j = 1, 2, ..., M), στο προκαταρκτικό μοντέλο δομής:

$$m_i = m_i^0 + \Delta m_j \tag{2.9}$$

έτσι ώστε τα συνθετικά δεδομένα, d_i^0 , να είναι πιο κοντά στα παρατηρούμενα, d_i , (i = 1, 2, ..., N). Ο υπολογισμός του Δm γίνεται με την αναγωγή των μη γραμμικών σχέσεων (2.3) σε γραμμικές, μέσα από την ανάπτυξη των παρατηρούμενων δεδομένων σε σειρά Taylor γύρω από το προκαταρκτικό μοντέλο δομής, m_j^0 , (j = 1, 2, ..., M), και κρατώντας μόνο τους γραμμικούς όρους της σειράς. Το ανάπτυγμα *Taylor* μίας πραγματικής ή μιγαδικής συνάρτησης f(x) η οποία είναι απείρως παραγωγίσιμη (έχει παράγωγο κάθε τάξης) στην περιοχή του σημείου x_0 είναι η δυναμοσειρά:

$$f(x) = f(x_0) + \frac{f'(x_0)}{1!}(x - x_0) + \frac{f''(x_0)}{2!}(x - x_0)^2 + \dots + \frac{f''(x_0)}{n!}(x - x_0)^n$$
(2.10)

την οποία μπορούμε να τη γράψουμε με τη χρήση αθροισμάτων:

$$f(x) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{f^n(x_0)}{n!} (x - x_0)^n$$
(2.11)

όπου $f^n(x_0)$ είναι η $n^{\text{οστή}}$ παράγωγος της f στο σημείο x_0 . Όταν το x_0 είναι ίσο με μηδέν η σειρά ονομάζεται επίσης και σειρά Maclaurin.

Στην περίπτωση που η f είναι συνάρτηση πολλών μεταβλητών ($x_1, x_2, ..., x_n$) το ανάπτυγμα σε σειρά *Taylor* της f στο σημείο ($x_1^0, x_2^0, ..., x_n^0$) είναι:

$$f(x_{1}, x_{2}, ..., x_{n}) = f(x_{1}^{0}, x_{2}^{0}, ..., x_{n}^{0}) + \sum_{i=1}^{n} \frac{\partial f(x_{1}^{0}, x_{2}^{0}, ..., x_{n}^{0})}{\partial x_{i}} (x_{i} - x_{i}^{0}) + ...$$
$$+ \frac{1}{2!} \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} \frac{\partial^{2} f(x_{1}^{0}, x_{2}^{0}, ..., x_{n}^{0})}{\partial x_{i} \partial x_{j}} (x_{i} - x_{i}^{0}) (x_{j} - x_{j}^{0}) + ...$$
(2.12)

+...

Ψηφιακή συλλογή

$$+\frac{1}{n!}\sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n}\cdots\sum_{n=1}^{n}\frac{\partial^{n}f\left(x_{1}^{0},x_{2}^{0},\ldots,x_{n}^{0}\right)}{\partial x_{i}\partial x_{j}\cdots\partial x_{n}}\left(x_{i}-x_{i}^{0}\right)\left(x_{j}-x_{j}^{0}\right)\cdots\left(x_{j}-x_{j}^{0}\right)$$

Το ανάπτυγμα σε σειρά Taylor μίας συνάρτησης αποτελεί ένα πολύ σημαντικό μαθηματικό εργαλείο γιατί μετατρέπει οποιαδήποτε συνάρτηση σε δυναμοσειρά, ανεξάρτητα παραγωγίσιμη από την πολυπλοκότητά της. Η διαχείριση των δυναμοσειρών είναι μία εύκολη διαδικασία γιατί ακολουθεί τους μαθηματικούς νόμους των πολυωνύμων. Επομένως, μπορούμε να μελετήσουμε συναρτήσεις οι οποίες δεν μπορούν να εκφραστούν αναλυτικά ή δεν γνωρίζουμε την αναλυτική τους έκφραση,

καθώς και όταν η αναλυτική έκφραση των συναρτήσεων είναι πολύπλοκη. Στην επίλυση του προβλήματος της σχέσης (2.8), δηλαδή στην περίπτωσή μας του προσδιορισμού του μοντέλου δομής των επιφανειακών στρωμάτων της Γης από διακριτές παρατηρήσεις, χρησιμοποιούμε ένα διάνυσμα με περισσότερες από μία συνιστώσες, οπότε το ανάπτυγμα σε σειρά *Taylor* της συνάρτησης που συνδέει τα παρατηρούμενα δεδομένα με τις παραμέτρους του μοντέλου δομής στην περιοχή του θεωρούμενου προκαταρκτικού μοντέλου δομής, *mi*⁰, υπολογίζεται με βάση τη σχέση (2.12):

$$T(m_1, m_2, \dots, m_M) = F(m_1^0, m_2^0, \dots, m_M^0) + \sum_{j=1}^m \frac{\partial F(m_1^0, m_2^0, \dots, m_M^0)}{\partial m_j} \bigg|_{m^0} (m_j - m_j^0) + \dots$$

$$+\frac{1}{2!}\sum_{j=1}^{m}\sum_{k=1}^{m}\frac{\partial^{2}F\left(m_{1}^{0},m_{2}^{0},\ldots,m_{M}^{0}\right)}{\partial m_{j}\partial m_{k}}\bigg|_{m^{0}}\left(m_{j}-m_{j}^{0}\right)\left(m_{k}-m_{k}^{0}\right)+\ldots$$
(2.13)

+...

$$+\frac{1}{m!}\sum_{j=1}^{m}\sum_{k=1}^{m}\cdots\sum_{n=1}^{m}\frac{\partial^{n}F\left(m_{1}^{0},m_{2}^{0},\ldots,m_{n}^{0}\right)}{\partial m_{j}\partial m_{k}\cdots\partial m_{n}}\left(m_{j}-m_{j}^{0}\right)\left(m_{k}-m_{k}^{0}\right)\cdots\left(m_{n}-m_{n}^{0}\right)$$

Αν λάβουμε υπόψη μας και τη σχέση (2.3), μπορούμε να γράψουμε τη σχέση (2.13) με την παρακάτω μορφή:

$$d_{i} = d_{i}^{0} + \sum_{j=1}^{n} \frac{\partial d_{i}}{\partial m_{j}} \bigg|_{m^{0}} (m_{j} - m_{j}^{0}) + \dots$$

$$+ \frac{1}{2!} \sum_{j=1}^{n} \sum_{k=1}^{n} \frac{\partial^{2} d_{i}}{\partial m_{j} \partial m_{k}} \bigg|_{m^{0}} (m_{j} - m_{j}^{0}) (m_{k} - m_{k}^{0}) + \dots$$
(2.14)

+...

$$+\frac{1}{m!}\sum_{j=1}^{n}\sum_{k=1}^{n}\cdots\sum_{n=1}^{n}\frac{\partial^{n}d_{i}}{\partial m_{j}\partial m_{k}\cdots\partial m_{n}}\bigg|_{m^{0}}\left(m_{j}-m_{j}^{0}\right)\left(m_{k}-m_{k}^{0}\right)\cdots\left(m_{n}-m_{n}^{0}\right)$$

Επειδή θεωρούμε ότι το προκαταρκτικό μοντέλο δομής, m⁰, είναι αρκετά

κοντά στο πραγματικό μοντέλο, *m*, που θέλουμε να προσδιορίσουμε, οι όροι 2^{ης} και ανώτερης τάξης της σχέσης (2.14) μπορεί να θεωρηθούν πολύ μικροί σε σχέση με τους όρους πρώτης τάξης και μπορούν (σε πρώτη προσέγγιση) να παραληφθούν. Επομένως, μπορούμε να κρατήσουμε μόνο τους γραμμικούς όρους της σχέσης (2.14), η οποία μετατρέπεται στην:

$$d_i \simeq d_i^0 + \sum_{j=1}^m \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \bigg|_{m^0} \left(m_j - m_j^0 \right)$$
(2.15)

ή ισοδύναμα με βάση τη σχέση (2.9):

Ψηφιακή συλλογή

$$d_{i} \simeq d_{i}^{0} + \sum_{j=1}^{m} \frac{\partial d_{i}}{\partial m_{j}} \bigg|_{m^{0}} \Delta m_{j}$$
(2.16)

Η σχέση (2.16) μπορεί να γραφτεί με βάση τις διαφορές των παρατηρούμενων δεδομένων και αυτών που προβλέπονται από το προκαταρκτικό μοντέλο δομής (συνθετικών δεδομένων), δηλαδή χρησιμοποιώντας τα υπόλοιπα (Residuals), ως εξής:

$$d_{i} - d_{i}^{0} = \Delta d_{i} \simeq \sum_{j=1}^{m} \frac{\partial d_{i}}{\partial m_{j}} \bigg|_{m^{0}} \Delta m_{j}$$
(2.17)

Η σχέση (2.17) για το σύνολο των παρατηρούμενων δεδομένων αντιπροσωπεύει το παρακάτω σύστημα γραμμικών (πλέον) εξισώσεων:

Το οποίο μπορούμε να το γράψουμε με μορφή πινάκων ως:

Ο πίνακας των συντελεστών αποτελείται από τις μερικές παραγώγους των παρατηρούμενων δεδομένων ως προς κάθε παράμετρο του μοντέλου δομής και ονομάζεται *Ιακωβιανός (Jacobian*) πίνακας. Αν συμβολίσουμε με *G* τον Ιακωβιανό πίνακα, με Δ*d* το διάνυσμα των υπολοίπων και με Δ*m* το διάνυσμα των διορθώσεων των παραμέτρων του προκαταρκτικού μοντέλου δομής, καταλήγουμε στη σχέση:

$$\Delta d \simeq G \Delta m \tag{2.20}$$

Η σχέση (2.20) είναι παρόμοια με τη σχέση (2.7) (γραμμικό αντίστροφο πρόβλημα), ενώ μπορούν και οι δύο να γραφτούν με τη μορφή:

$$d \simeq Gm \tag{2.21}$$

Οι βασικές διαφορές της σχέσης (2.21) με τη σχέση (2.7) είναι ότι: **a)** στην περίπτωση των μη γραμμικών προβλημάτων η σχέση (2.21) είναι προσεγγιστική και, **β**) συνδέει διορθώσεις του μοντέλου (σε σχέση με ένα προκαταρτικό μοντέλο) και όχι το ίδιο το μοντέλο, με τα υπόλοιπα και όχι με τα ίδια τα δεδομένα. Σε κάθε περίπτωση, και ανεξάρτητα εάν οι παράμετροι του μοντέλου δομής συνδέονται με γραμμικό ή μη γραμμικό τρόπο με τα παρατηρούμενα δεδομένα, καταλήγουμε σε ένα γραμμικό σύστημα της μορφής (2.21), που συνδέει τα παρατηρημένα δεδομένα με τις παραμέτρους του μοντέλου δομής.

Το αντίστροφο πρόβλημα στην περίπτωση του γραμμικού συστήματος της σχέσης (2.21) αντιστοιχεί στον προσδιορισμό του διανύσματος του μοντέλου δομής, *m*, από ένα σύνολο παρατηρούμενων δεδομένων, *d*. Γενικά, ο πίνακας *G* είναι γνωστός ή μπορεί να υπολογιστεί (αναλυτικά ή

αριθμητικά). Αν επιπλέον ο πίνακας G είναι τετραγωνικός (ίδιος αριθμός γραμμών και στηλών ή αντίστοιχα ίδιος αριθμός παρατηρούμενων δεδομένων και παραμέτρων του μοντέλου δομής), η λύση του αντίστροφου προβλήματος ισοδυναμεί με την εύρεση του αντίστροφου πίνακα του G, ο οποίος συμβολίζεται με G^{-1} , έτσι ώστε το διάνυσμα του μοντέλου δομής, m, να προκύπτει από την παρακάτω σχέση:

Ψηφιακή συλλογή

$$m = G^{-1}d \tag{2.22}$$

Ο αντίστροφος ενός τετραγωνικού N×N πίνακα G υπολογίζεται από την παρακάτω σχέση:

$$G^{-1} = \frac{1}{|G|} C^{T} \qquad |G| \neq 0$$
 (2.23)

όπου με |G| συμβολίζεται η ορίζουσα του πίνακα G, ενώ με C^T συμβολίζεται ο *ανάστροφος* (*Transpose*) του βοηθητικού (*Cofactor*) πίνακα C. Το κάθε στοιχείο, c_{ij} , του βοηθητικού πίνακα C υπολογίζεται από:

$$c_{ij} = (-1)^{i+j} \left| G_{ij} \right|$$
(2.24)

Ο πίνακας G_{ij} είναι ένας (N-1)×(N-1) τετραγωνικός πίνακας που προκύπτει από τον πίνακα G με διαγραφή της i γραμμής του και της j στήλης του. Η παραπάνω διαδικασία εύρεσης του αντιστρόφου αποτελεί τον *κανόνα του Cramer* (*Cramer's Rule*), ο οποίος δεν χρησιμοποιείται συχνά σε πρακτικές εφαρμογές της Γεωφυσικής, εξαιτίας του αυξημένου υπολογιστικού χρόνου (ανάλογος του N³), ο οποίος απαιτείται για την ολοκλήρωση της, ειδικά για τις περιπτώσεις πινάκων μεγάλων διαστάσεων (χρήση μεγάλου συνόλου δεδομένων). Συνήθως, χρησιμοποιούνται εναλλακτικές μαθηματικές τεχνικές, όπως η *τριγωνική παραγοντοποίηση* (LU) με την οποία η επίλυση της σχέσης (2.21) πραγματοποιείται χωρίς τον υπολογισμό του αντίστροφου πίνακα ή η *ανάλυση ιδιοτιμών* με την οποία αξιοποιούνται οι *ιδιοτιμές* (*Eigenvalues*) και τα *ιδιοδιανύσμα* (*Eigenvectors*) του πίνακα που αντιστρέφεται (Lanczos 1961).

Από τη σχέση (2.24) προκύπτει ότι αν η ορίζουσα του πίνακα G είναι μηδέν, τότε ο αντίστροφος του δεν υπάρχει και ο πίνακας G ονομάζεται *ιδιάζων* (Singular). Σε αυτή την περίπτωση το γραμμικό σύστημα εξισώσεων είναι αδύνατο ή έχει άπειρο πλήθος λύσεων. Αντίθετα, αν ο πίνακας G είναι

αντιστρέψιμος (η ορίζουσα σου είναι διαφορετική από το μηδέν) τότε η λύση του αντίστροφου προβλήματος είναι μοναδική και υπολογίζεται από τη σχέση (2.22).

Μία παρατήρηση που παρουσιάζει εξαιρετικό ενδιαφέρον είναι ότι κανένα μοντέλο δομής που προκύπτει από την επίλυση του αντίστροφου προβλήματος δεν μπορεί να επαληθεύσει ακριβώς τις γραμμικές εξισώσεις του συστήματος, ακόμα και αν χρησιμοποιηθεί το "πραγματικό" μοντέλο δομής, το οποίο αποτελεί την καλύτερη δυνατή προσέγγιση της φυσικής πραγματικότητας και ουσιαστικά παράγει τα δεδομένα. Ο λόγος είναι ότι τα παρατηρούμενα δεδομένα είναι μετρήσεις που περιέχουν σφάλματα, με αποτέλεσμα οι εξισώσεις του γραμμικού συστήματος να είναι μη συμβιβαστές (Inconsistent). Επιπρόσθετα, στις περισσότερες πρακτικές εφαρμογές, ο αριθμός των παρατηρούμενων δεδομένων είναι μεγαλύτερος από τον αριθμό των παραμέτρων του μοντέλου δομής (N > M) και το σύστημα των γραμμικών εξισώσεων είναι υπερκαθορισμένο (Overdetermined). Από αυστηρή μαθηματική πλευρά τα υπερκαθορισμένα γραμμικά συστήματα είναι αδύνατα, αφού σε αυτή την περίπτωση ο πίνακας G της σχέσης (2.21) δεν είναι τετραγωνικός, οπότε δεν μπορεί να υπολογιστεί ο αντίστροφος του και κατά επέκταση η λύση με βάση τη σχέση (2.22).

Από τα παραπάνω γίνεται φανερό ότι η επίλυση των αντίστροφων προβλημάτων μπορεί να πραγματοποιηθεί μόνο με στατιστική έννοια. Η στατιστική λύση των αντίστροφων προβλημάτων αποτελεί μία διαδικασία εκτίμησης κατάλληλων παραμέτρων του μοντέλου δομής από ένα συγκεκριμένο σύνολο παρατηρούμενων δεδομένων, έτσι ώστε vα προσαρμόζεται όσο το δυνατόν καλύτερα σε αυτά χωρίς τη δυνατότητα της σύγχρονης επαλήθευσης όλων των γραμμικών εξισώσεων του συστήματος. Η στατιστική διαδικασία εκτίμησης των παραμέτρων του μοντέλου δομής με την προσαρμογή στα παρατηρούμενα δεδομένα περιγράφεται καλύτερη αναλυτικά στην επόμενη παράγραφο.

Αξίζει να σημειωθεί ότι ένας επιπλέον όρος που πρέπει να συμπεριληφθεί στα συστήματα γραμμικών εξισώσεων των αντίστροφων προβλημάτων αντιστοιχεί στα σφάλματα, τα οποία εμφανίζονται σε κάθε εφαρμογή γεωφυσικής έρευνας. Τρεις είναι οι κύριες πηγές σφαλμάτων στη διαδικασία επίλυσης των αντίστροφων προβλημάτων:

A) Η πρώτη, συμπεριλαμβάνει τα σφάλματα παρατήρησης, τα οποία όπως αναφέρθηκε, οφείλονται στην πεπερασμένη ακρίβεια των δεδομένων, αλλά και στη σύγχρονη καταγραφή ανεπιθύμητου σήματος (αναφέρεται συνήθως με τον όρο θόρυβος) μαζί με την επιθυμητή πληροφορία. Αποτέλεσμα της σύγχρονης καταγραφής θορύβου και σήματος είναι η δυσκολία αναγνώρισης και απομόνωσης της επιθυμητής πληροφορίας και ως εκ τούτου η εισαγωγή σφαλμάτων στα παρατηρούμενα δεδομένα.

Ψηφιακή συλλογή

B) Δεύτερη πηγή σφαλμάτων στη διαδικασία επίλυσης των αντίστροφων προβλημάτων αποτελούν τα σφάλματα γραμμικοποίησης, δηλαδή η διαδικασία με την οποία τα μη γραμμικά προβλήματα μετατρέπονται σε γραμμικά, όπου παραλείπουμε τους όρους ανώτερης τάξης. Με άλλα λόγια η σχέση (2.21) είναι προσεγγιστική στα μη γραμμικά προβλήματα και όχι ακριβής, όπως η σχέση (2.7). Σε αρκετές περιπτώσεις, ειδικά σε αυτές όπου το πρόβλημα είναι έντονα μη γραμμικό ή όταν η εκτίμηση του προκαταρκτικού μοντέλου δομής δεν είναι ικανοποιητική (δεν βρίσκεται κοντά στο μοντέλο δομής που θέλουμε να προσδιορίσουμε), οι όροι ανώτερης τάξης είναι σημαντικοί και δημιουργούν αστάθειες στην επίλυση.

Γ) Η τρίτη πηγή σφαλμάτων είναι τα σφάλματα παραμετροποίησης, τα οποία οφείλονται στην έλλειψη επαρκής γνώσης κατά την παραμετροποίηση του προβλήματος ή την απλοποίηση του σε σημείο που να μην ανταποκρίνεται στη φυσική πραγματικότητα.

Από τις τρεις κατηγορίες σφαλμάτων που αναφέρθηκαν, η τρίτη κατηγορία, δηλαδή τα σφάλματα παραμετροποίησης, είναι η πιο σημαντική πηγή σφαλμάτων στο πρόβλημα της επίλυσης του αντίστροφου προβλήματος. Το γεγονός αυτό φανερώνει ότι ο τρόπος με τον οποίο προσπαθούμε να προσομοιώσουμε τις πραγματικές συνθήκες με τη χρήση μαθηματικών μοντέλων, αρκετές φορές δεν είναι επαρκής. Συνοψίζοντας τα παραπάνω, η γενική μορφή της σχέσης (2.21) μπορεί να γραφτεί ως:

$$d = Gm + e \tag{2.25}$$

όπου το διάνυσμα *e* έχει στοιχεία *e_i*, όπου *i* = 1, 2, ..., N, και συμπεριλαμβάνει όλες τις κύριες πηγές σφαλμάτων που εισάγονται στο πρόβλημα που μελετάμε. Το διάνυσμα των σφαλμάτων, *e*, είναι ο κύριος λόγος που τα γραμμικά συστήματα των αντίστροφων προβλημάτων επιλύονται μόνο με στατιστική έννοια.

2.2 Επίλυση του Αντίστροφου Προβλήματος

Η επίλυση των αντίστροφων προβλημάτων, δηλαδή ο υπολογισμός των

παραμέτρων του μοντέλου δομής από ένα σύνολο παρατηρούμενων δεδομένων, ισοδυναμεί με την επίλυση ενός υπερκαθορισμένου γραμμικού συστήματος μη συμβιβαστών εξισώσεων και πραγματοποιείται μόνο με στατιστική έννοια. Αναζητούμε δηλαδή μία στατιστική λύση, ένα κατάλληλο μοντέλο δομής ανάμεσα σε ένα πλήθος πιθανών μοντέλων, που να προσαρμόζεται όσο το δυνατόν καλύτερα στα παρατηρούμενα δεδομένα σε σχέση με τα υπόλοιπα. Ένας τρόπος για να οδηγηθούμε στο μοντέλο δομής με την καλύτερη προσαρμογή (Best Fit) στα παρατηρούμενα δεδομένα είναι η εφαρμογή της μεθόδου της εκτίμησης μέγιστης πιθανοφάνειας (Maximum Likelihood Estimation ή MLE).

Η μέθοδος της εκτίμησης μέγιστης πιθανοφάνειας (Myung 2003, Aster et al. 2013) στηρίζεται στην αναζήτηση του μοντέλου δομής για το οποίο τα παρατηρούμενα δεδομένα είναι περισσότερο πιθανό να προέρχονται. Ειδικότερα, θεωρούμε ότι τα παρατηρούμενα δεδομένα, d_i , όπου i = 1, 2, ..., N, περιέχουν τυχαία και ανεξάρτητα σφάλματα, σ_i , και ότι ακολουθούν κανονική κατανομή γύρω από τις προβλεπόμενες τιμές του μοντέλου δομής \hat{d}_i . Σε αυτή την περίπτωση η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας (Probability Density Function ή PDF), εκφράζεται από τη σχέση της κατανομής Gauss:

$$f_{i}(d_{i} | \hat{d}_{i}, \sigma_{i}) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \frac{1}{\sigma_{i}} \exp\left[-\frac{1}{2} \frac{\left(d_{i} - \hat{d}_{i}\right)^{2}}{\sigma_{i}^{2}}\right]$$
(2.26)

Η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας εκφράζει την πιθανότητα να παρατηρήσουμε την τιμή d_i σύμφωνα με τις παραμέτρους του μοντέλου δομής που επιλέξαμε. Διαφορετικές τιμές παραμέτρων του μοντέλου δομής, δηλαδή διαφορετικές τιμές των προβλεπόμενων δεδομένων, \hat{d}_i , οδηγούν στη δημιουργία διαφορετικών συναρτήσεων πυκνότητας πιθανότητας. Εάν κάθε μεμονωμένη παρατήρηση, d_i , είναι στατιστικά ανεξάρτητη από τις υπόλοιπες, η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας για το σύνολο των παρατηρούμενων δεδομένων είναι ίση με το γινόμενο των επιμέρους συναρτήσεων πυκνότητας πιθανότητας για κάθε παρατήρηση, δηλαδή:

$$f(d | m) = f_1(d_1 | d, \sigma_1) \cdot f_2(d_2 | d, \sigma_2) \cdot \dots \cdot f_N(d_N | d, \sigma_N)$$
(2.27)

Επομένως, σύμφωνα με τη συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας, προκύπτει ότι οι τιμές κάποιων δεδομένων είναι πιο πιθανές από άλλες για ένα συγκεκριμένο μοντέλο δομής. Κατά συνέπεια, βρισκόμαστε αντιμέτωποι με ένα αντίστροφο πρόβλημα, όπου από ένα σύνολο παρατηρούμενων δεδομένων πρέπει να υπολογίσουμε τη συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας, ανάμεσα σε όλες αυτές που το μοντέλο δομής περιγράφει, η οποία να είναι πιο πιθανή να παράγει τα δεδομένα που παρατηρήσαμε! Για αυτό το λόγο, ορίζουμε τη συνάρτηση πιθανοφάνειας (Likelihood Function), όπου αντιστρέφονται οι ρόλοι των παρατηρούμενων δεδομένων και των παραμέτρων του μοντέλου δομής:

Ψηφιακή συλλογή

$$L(m | d) = f(d | m)$$
 (2.28)

και η οποία περιγράφει την πιθανότητα προσδιορισμού συγκεκριμένων τιμών των παραμέτρων του μοντέλου δομής με βάση ένα συγκεκριμένο σύνολο παρατηρούμενων δεδομένων.

Από τη σχέση (2.28) είναι προφανές ότι το μοντέλο που μεγιστοποιεί την $L(m \mid d)$, δηλαδή το μοντέλο, *m*, που πιθανότατα αντιστοιχεί στα δεδομένα, *d*, που έχουμε μετρήσει, είναι αυτό που μεγιστοποιεί και τη συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας $f(d \mid m)$ στη σχέση (2.27). Αν αντικαταστήσουμε τη σχέση (2.26) στη (2.27), έχουμε τη νέα ισοδύναμη σχέση:

$$f(d \mid m) = \prod_{i=1}^{N} \left[\frac{1}{\sqrt{2\pi}} \frac{1}{\sigma_i} \exp\left(-\frac{1}{2} \frac{\left(d_i - \hat{d}_i\right)^2}{\sigma_i^2}\right) \right]$$

$$= \left(\frac{1}{\sqrt{2\pi}}\right)^N \frac{1}{\sigma_i^N} \exp\left(-\frac{1}{2} \frac{\left(d_i - \hat{d}_i\right)^2}{\sigma_i^2}\right)$$
(2.29)

Από τη σχέση (2.29) είναι προφανές ότι μεγιστοποίηση της $f(d \mid m)$ έχουμε για το μοντέλο εκείνο που μεγιστοποιεί τον εκθέτη της τελικής παράστασης. Επειδή ο εκθέτης έχει αρνητικό πρόσημο, πρακτικά θέλουμε να ελαχιστοποιήσουμε την ποσότητα:

$$PREF(m) = \sum_{i=1}^{N} \frac{1}{\sigma_i^2} \left(d_i - \hat{d}_i \right)^2 = \sum_{i=1}^{N} \frac{1}{\sigma_i^2} \left(d_i - \sum_{j=1}^{M} G_{ij} m_j \right)^2$$
(2.30)

71

Η σχέση (2.30) αντιστοιχεί στη συνάρτηση σχετικού σφάλματος πρόβλεψης (Prediction Relative Error Function ή PREF) και εκφράζει το άθροισμα των τετραγώνων των σχετικών σφαλμάτων των δεδομένων μας, σε σχέση με τα θεωρητικά δεδομένα που προβλέπει το γραμμικό μοντέλο της σχέσης (2.25). Το μοντέλο m_j , όπου j = 1, 2, ..., M, το οποίο ελαχιστοποιεί το άθροισμα των τετραγώνων που παρουσιάζεται στη σχέση (2.30), είναι το μοντέλο το οποίο θέλουμε να προσδιορίσουμε, και το οποίο, λόγω της σχέσης (2.30), ονομάζεται λύση ελαχίστων τετραγώνων (Least-Squares). Στην περίπτωση που το σφάλμα των παρατηρούμενων δεδομένων είναι ίδιο για όλα τα δεδομένα ($\sigma_r^2=\sigma^2$) η μεγιστοποίηση της σχέσης (2.29) ανάγεται στην ελαχιστοποίηση του αθροίσματος των τετραγώνων των διαφορών μεταξύ των παρατηρούμενων και συνθετικών δεδομένων (μέτρο του διανύσματος των υπολοίπων), αφού το οφάλμα σ είναι σταθερό και δεν επηρεάζει την ελαχιστοποίηση της ποσότητας *PREF*(m) στη σχέση (2.30). Σε αυτή την περίπτωση απαιτείται ελαχιστοποίηση της ποσότητας:

$$PEF(m) = \sum_{i=1}^{N} \left(d_i - \hat{d}_i \right)^2 = \sum_{i=1}^{N} \left(d_i - \sum_{j=1}^{M} G_{ij} m_j \right)^2 = \left| d - Gm \right|^2$$
(2.31)

η οποία εκφράζει τη συνάρτηση του σφάλματος πρόβλεψης (Prediction Error Function ή PEF). Όπως φαίνεται από τη σχέση (2.30), η συνάρτηση του σχετικού σφάλματος πρόβλεψης προσδίδει βάρος στα δεδομένα ίσο με το αντίστροφο του τετραγώνου της τυπικής απόκλισης, σ_i, των παρατηρούμενων δεδομένων, έτσι ώστε τα δεδομένα με τη μεγαλύτερη αβεβαιότητα να έχουν και τη μικρότερη συμμετοχή στην τιμή της συνάρτησης σφάλματος. Αντίθετα, στη σχέση (2.31), όλα τα δεδομένα έχουν το ίδιο σφάλμα και την ίδια "βαρύτητα" στον προσδιορισμό του μοντέλου, *m*. Στην περίπτωση που το μοντέλο δομής, *m*, συμπίπτει με το πραγματικό, το σφάλμα που υπολογίζεται από τις σχέσεις (2.30) και (2.31) θα έπρεπε να ήταν ίσο με το μηδέν. Όμως, στην πράξη αυτό δεν συμβαίνει σχεδόν ποτέ (ή εξαιρετικά σπάνια), μια και η σχέση (2.25) περιλαμβάνει σφάλματα από πολλές πηγές (παρατήρησης, γραμμικοποίησης, παραμετροποίησης, κλπ.), όπως περιγράφηκε στην παράγραφο §2.1.

Η ελαχιστοποίηση της συνάρτησης $PREF(m) = PREF(m_1, m_2, ..., m_M)$, η οποία είναι μία βαθμωτή συνάρτηση M μεταβλητών $(m_i, \text{ όπου } i = 1, 2, ..., M)$, γίνεται με τη βοήθεια της κλίσης μίας βαθμωτής συνάρτησης $f(x_1, x_2, ..., x_n)$ συμβολίζεται με ∇f ή grad(f) και υπολογίζεται από τη σχέση:



όπου v_i (i = 1, 2, ..., n) είναι τα ορθογώνια μοναδιαία διανύσματα που ορίζουν τις διευθύνσεις του συστήματος αναφοράς. Ειδικότερα, μία βαθμωτή συνάρτηση έχει ακρότατα (ελάχιστο στην περίπτωσή μας) όταν η κλίση της είναι μηδενική. Η σχέση (2.32) μηδενίζεται για τη συνάρτηση σφάλματος πρόβλεψης αν όλες οι μερικές παράγωγοι της συνάρτησης αυτής ως προς τις παραμέτρους του μοντέλου δομής, m_i , (i = 1, 2, ..., M) είναι μηδέν, δηλαδή:

$$\frac{\partial PREF(m)}{\partial m_1} = 0, \quad \frac{\partial PREF(m)}{\partial m_2} = 0, \quad \cdots, \quad \frac{\partial PREF(m)}{\partial m_N} = 0$$
(2.33)

ή ισοδύναμα με βάση τη σχέση (2.30):

Ψηφιακή συλλογή



Από τη σχέση (2.34), έχουμε διαδοχικά:

$$2\sum_{i=1}^{N} \frac{1}{\sigma_{i}^{2}} \left(d_{i} - \sum_{j=1}^{M} G_{ij} m_{j} \right) \left(-G_{i1} \right) = 0$$

$$2\sum_{i=1}^{N} \frac{1}{\sigma_{i}^{2}} \left(d_{i} - \sum_{j=1}^{M} G_{ij} m_{j} \right) \left(-G_{i2} \right) = 0$$

$$\vdots$$

$$2\sum_{i=1}^{N} \frac{1}{\sigma_{i}^{2}} \left(d_{i} - \sum_{j=1}^{M} G_{ij} m_{j} \right) \left(-G_{iM} \right) = 0$$
(2.35)

Στην περίπτωση που τα σφάλματα των παρατηρούμενων δεδομένων είναι ίσα, δηλαδή $\sigma^2_i = \sigma^2$, τότε αυτός ο όρος μπορεί να διαγραφεί από όλες τις εξισώσεις και να καταλήξουμε στη σχέση:

$$\sum_{i=1}^{N} \sum_{j=1}^{M} G_{i1} G_{ij} m_{j} = \sum_{i=1}^{N} G_{i1} d_{i}$$

$$\sum_{i=1}^{N} \sum_{j=1}^{M} G_{i2} G_{ij} m_{j} = \sum_{i=1}^{N} G_{i2} d_{i}$$

$$\vdots$$

$$\sum_{i=1}^{N} \sum_{j=1}^{M} G_{iM} G_{ij} m_{j} = \sum_{i=1}^{N} G_{iM} d_{i}$$
(2.38)

Η σχέση (2.38) μπορεί να γραφτεί με μορφή πινάκων, ως:

Ψηφιακή συλλογή

ιήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ

$$G^T G m = G^T d \tag{2.39}$$

όπου *G* είναι ο Ιακωβιανός πίνακας, *G^T* ο ανάστροφος πίνακας του πίνακα *G*, *m* ο πίνακας των παραμέτρων του μοντέλου δομής και *d* ο πίνακας των παρατηρούμενων δεδομένων. Στη γενική περίπτωση που τα σφάλματα δεν είναι ίδια για όλα τα δεδομένα, ($\sigma^2_i \neq \sigma^2$), και ορίζοντας στη σχέση (2.37) τις ποσότητες $\hat{d}_i' = \hat{d}_i/\sigma_i$ και $G'_{ij} = G_{ij}/\sigma_i$, μπορεί να γραφτεί ως εξής:

$$(G')^{T} G'm = (G')^{T} d'$$
 (2.40)

Οι σχέσεις (2.39) και (2.40) με ίδια ή διαφορετικά σφάλματα, αντίστοιχα, αποτελούν τη βάση επίλυσης του αντίστροφου προβλήματος με τη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων. Ενώ ο πίνακας *G* (και προφανώς ο *G'* στη γενικότερη περίπτωση) δεν έχει αντίστροφο, γιατί δεν είναι τετραγωνικός (ο αριθμός των γραμμών του είναι συνήθως πολύ μεγαλύτερος από των αριθμό των στηλών του), ο πίνακας *G^TG* είναι τετραγωνικός, επομένως μπορούμε να υπολογίσουμε τον αντίστροφο του. Η λύση που προκύπτει για τη σχέση (2.39) είναι:

$$m_{LSQ} = \left(G^T G\right)^{-1} G^T \tag{2.41}$$

Η σχέση (2.41) παρέχει τη στατιστική λύση ελαχίστων τετραγώνων σε ένα σύνολο γραμμικών εξισώσεων, οι οποίες δεν μπορούν να επιλυθούν ακριβώς, ελαχιστοποιώντας την ποσότητα $|d-Gm|^2$ της σχέσης (2.31). Οι εξισώσεις που ορίζει η σχέση (2.39) ονομάζονται κανονικές εξισώσεις (Normal Equations), και αποτελούν ένα γραμμικό σύστημα N εξισώσεων (όσα τα δεδομένα) με M αγνώστους (όσοι οι παράμετροι του μοντέλου). Ο τελεστής (G^TG)- $^1G^T$ της σχέσης (2.41) ο οποίος δρα στα παρατηρούμενα δεδομένα και παράγει το μοντέλο δομής, ονομάζεται γενικευμένος αντίστροφος (Generalized Inverse) του πίνακα G και γράφεται:

$$G^{-g} = (G^{T}G)^{-1}G^{T}$$
(2.42)

Ο γενικευμένος αντίστροφος παρέχει τη βέλτιστη λύση με βάση τη

μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων, γιατί παρέχει το μικρότερο τετραγωνικό σφάλμα, δηλαδή τη λύση που μεγιστοποιεί την πιθανότητα το μοντέλο αυτό να αντιστοιχεί στα δεδομένα που καταγράψαμε (σχέσεις 2.27 και 2.28). Ο γενικευμένος αντίστροφος είναι το αντίστοιχο του αντίστροφου, αλλά για πίνακες οι οποίοι δεν είναι τετραγωνικοί και ως εκ τούτου δεν έχουν τυπικό αντίστροφο. Προφανώς, εάν ο πίνακας *G* είναι τετραγωνικός, τότε ο αντίστροφος του πίνακα *G* και ο γενικευμένος αντίστροφος του πίνακα *G* ταυτίζονται. Να σημειωθεί ότι στη γενική περίπτωση που τα σφάλματα δεν είναι ίδια για όλα τα δεδομένα, ($\sigma^2_i \neq \sigma^2$), οι σχέσεις (2.41) και (2.42) εξακολουθούν να ισχύουν, αρκεί να αντικαταστήσουμε τους πίνακες *G* και *d* με τους *G*′ και *d*′, αντίστοιχα.

Θα πρέπει να σημειωθεί ότι για μη γραμμικά προβλήματα η λύση της σχέσης (2.41) αφορά ένα προσεγγιστικό γραμμικό σύστημα (σχέση 2.20), το οποίο υπολογίζει διορθώσεις ενός αρχικού μοντέλου, ανάλογα με τα υπόλοιπα (διαφορές θεωρητικών και παρατηρούμενων δεδομένων. Για το λόγο αυτό, στην εφαρμογή της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων ξεκινάμε από ένα προκαταρκτικό μοντέλο δομής και υπολογίζουμε τις προβλεπόμενες τιμές για το συγκεκριμένο μοντέλο. Έπειτα, σχηματίζουμε το διάνυσμα των υπολοίπων με τον υπολογισμό των διαφορών μεταξύ των παρατηρούμενων και συνθετικών δεδομένων που προκύπτουν από το προκαταρκτικό μοντέλο δομής. Επιπρόσθετα, σχηματίζουμε τον πίνακα των μερικών παραγώγων στο προκαταρκτικό μοντέλο (Ιακωβιανό πίνακα) και χρησιμοποιούμε τον γενικευμένο αντίστροφο (σχέση 2.42) για να υπολογίσουμε τις διορθώσεις που πρέπει να γίνουν σε αυτό, έτσι ώστε να προσεγγίσει το πραγματικό και να πετύχουμε καλύτερη προσαρμογή στα παρατηρούμενα δεδομένα (μικρότερο μέτρο του $|d-Gm|^2$ ή πιο σωστά του $|\Delta d-G\Delta m|^2$). Επομένως, το νέο μοντέλο που υπολογίζεται παράγει δεδομένα τα οποία πρέπει να βρίσκονται πιο κοντά στα παρατηρούμενα σε σχέση με το προκαταρκτικό μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε. Κατά συνέπεια, η διαδικασία είναι επαναληπτική (Iterative), μέχρι οι παραγόμενες διορθώσεις στο μοντέλο δομής να είναι πολύ μικρές, όπου πρακτικά να μην μειώνεται περεταίρω η διαφορά παρατηρούμενων και συνθετικών δεδομένων.

2.2.1 Ανάλυση Σφαλμάτων

Τα παρατηρούμενα δεδομένα που χρησιμοποιούμε για να προσδιορίσουμε τη γεωφυσική δομή του υπεδάφους περιέχουν σφάλματα (π.χ. παρατήρησης), επομένως και οι παράμετροι του μοντέλου δομής που υπολογίζονται με τη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων έχουν αβεβαιότητες. Για τη μελέτη των αβεβαιοτήτων στις υπολογιζόμενες παραμέτρους του μοντέλου δομής πρέπει να εξεταστεί ο τρόπος με τον οποίο τα σφάλματα των παρατηρούμενων δεδομένων επηρεάζουν τη λύση ελαχίστων τετραγώνων.

Θεωρούμε ότι τα παρατηρούμενα δεδομένα, d_i , αποτελούν δείγματα μίας κατανομής που περιλαμβάνει όλες τις πιθανές τιμές $d_i^{(k)}$, $k = 1, 2, ..., \infty$, έτσι ώστε ένας άπειρος αριθμός μετρήσεων θα παρήγαγε την κατανομή. Το $d_i^{(k)}$ είναι το k δείγμα του d_i . Σε πραγματικές εφαρμογές η κατανομή των τιμών των παρατηρούμενων δεδομένων, d_i , είναι άγνωστη, οπότε υποθέτουμε ότι η κατανομή είναι κανονική με μέση τιμή, d_i , και τυπική απόκλιση, σ_i , οι οποίες στην περίπτωση μεγάλου αριθμού μετρήσεων (δειγμάτων) είναι:

$$\overline{d_i} = \lim_{K \to \infty} \frac{1}{K} \sum_{k=1}^{K} d_i^{(k)}$$
(2.43)

με διασπορά:

Ψηφιακή συλλογή

$$\sigma_i^2 = \lim_{K \to \infty} \left(\frac{1}{K} \sum_{k=1}^K \left(d_i^k - \overline{d_i} \right)^2 \right)$$
(2.44)

Αν η κανονική κατανομή είναι η κατάλληλη επιλογή, δηλαδή αν τα σφάλματα των δεδομένων είναι τυχαία, τότε υπάρχει 68% πιθανότητα οποιοδήποτε δείγμα να βρίσκεται μεταξύ $d_i \pm \sigma_i$, 95% πιθανότητα να βρίσκεται μεταξύ $d_i \pm 2\sigma_i$, και 99% πιθανότητα να βρίσκεται στο διάστημα $d_i \pm 3\sigma_i$.

Συνολικά, τα σφάλματα των παρατηρούμενων δεδομένων μπορούν να περιγραφούν με τη χρήση του πίνακα συμμεταβλητότητας (Covariance Matrix), C_d, όπου το κάθε στοιχείο του πίνακα υπολογίζεται από την παρακάτω σχέση:

$$C_{d_{ij}} = \lim_{K \to \infty} \frac{1}{K} \sum_{k=1}^{K} \left(d_i^{(k)} - \overline{d_i} \right) \left(d_j^{(k)} - \overline{d_j} \right)$$
(2.45)

Τα διαγώνια στοιχεία του πίνακα συμμεταβλητότητας (i = j) αποτελούν τη διασπορά της κάθε παρατήρησης (τετράγωνο σφάλματος), ενώ τα μη διαγώνια στοιχεία του πίνακα ($i \neq j$) αντιπροσωπεύουν τη συμμεταβλητότητα των δεδομένων και περιγράφουν τη συσχέτιση μεταξύ δύο διαφορετικών μετρήσεων. Αν τα σφάλματα δύο διαφορετικών μετρήσεων είναι *ασυσχέτιστα* (Uncorrelated), τότε η διαφορά μίας μέτρησης από τη μέση τιμή δεν σχετίζεται με το τι συμβαίνει σε μία άλλη μέτρηση, οπότε η συμμεταβλητότητα τους είναι μηδέν ή σε πρακτικές εφαρμογές πολύ μικρή. Αντίθετα, αν υπάρχει συσχέτιση (Correlation) μεταξύ δύο μετρήσεων (π.χ. συστηματικά σφάλματα λόγω προβλημάτων στη διαδικασία μέτρησης), τότε παρόμοιες αποκλίσεις από τη μέση τιμή συμβαίνουν, και η συμμεταβλητότητα τους αναμένεται να είναι μη μηδενική. Τα σφάλματα μπορούν επίσης να έχουν αρνητική συσχέτιση (Anti-Correlated), όπου η απόκλιση σε μία μέτρηση έχει την τάση να παράγει αντίθετες αποκλίσεις (αντίθετου πρόσημου) στην άλλη, το οποίο έχει ως αποτέλεσμα τον υπολογισμό αρνητικών τιμών της συμμεταβλητότητας. Συνήθως, τα σφάλματα των παρατηρούμενων δεδομένων θεωρούμε ότι είναι ασυσχέτιστα, μια και είναι εξαιρετικά δύσκολο να προσδιορίσουμε ποσοτικά την ύπαρξη κάποιας συσχέτισης.

Τα παρατηρούμενα δεδομένα αντιστρέφονται με τη χρήση του γενικευμένου αντίστροφου, για να παράγουμε τη λύση ελαχίστων τετραγώνων, δηλαδή η κάθε παράμετρος *m_j* (*j* = 1, 2, ..., *M*) υπολογίζεται από μία γραμμική εξίσωση της μορφής:

$$m_j = \sum_{i=1}^N G_{ji}^{-g} d_i$$
 (2.46)

Η αβεβαιότητα σε κάθε παράμετρο του μοντέλου δομής επηρεάζεται από τα σφάλματα σε όλα τα δεδομένα, τα οποία συμμετέχουν στη σχέση (2.46). Ακόμα και αν τα σφάλματα στα δεδομένα είναι ασυσχέτιστα, οι αβεβαιότητες που προκύπτουν στις παραμέτρους του μοντέλου δομής μπορεί να είναι συσχετιζόμενες. Για τη διερεύνηση της διάδοσης των σφαλμάτων, μπορούμε να υπολογίσουμε τις συμμεταβλητότητες των παραμέτρων του μοντέλου δομής σε σχέση με τα παρατηρούμενα δεδομένα ως εξής:

$$C_{m_{ji}} = \lim_{K \to \infty} \frac{1}{K} \sum_{k=1}^{K} \left(m_{j}^{(k)} - \overline{m_{j}} \right) \left(m_{i}^{(k)} - \overline{m_{i}} \right)$$

$$= \lim_{K \to \infty} \frac{1}{K} \sum_{k=1}^{K} \left(\sum_{p} G_{jp}^{-g} \left(d_{p}^{(k)} - \overline{d_{p}} \right) \right) \left(\sum_{s} G_{is}^{-g} \left(d_{s}^{(k)} - \overline{d_{s}} \right) \right)$$

$$= \sum_{p} G_{jp}^{-g} \sum_{s} G_{is}^{-g} \left(\lim_{K \to \infty} \frac{1}{K} \sum_{k=1}^{K} \left(d_{p}^{(k)} - \overline{d_{p}} \right) \left(d_{s}^{(k)} - \overline{d_{s}} \right) \right)$$

$$= \sum_{p} G_{jp}^{-g} \sum_{s} G_{is}^{-g} C_{d_{ps}}$$

$$(2.47)$$

Η παραπάνω σχέση μπορεί να γραφτεί με τη χρήση των πινάκων συμμεταβλητότητας, *C_d*, τόσο των παρατηρούμενων δεδομένων, όσο και των παραμέτρων του μοντέλου δομής, *C_m*, γράφοντας τη σχέση (2.47) με τη μορφή:

$$C_m = G^{-g} C_d \left(G^{-g} \right)^T \tag{2.48}$$

Στην πιο απλή (και συνηθισμένη) περίπτωση, θεωρούμε ότι τα σφάλματα των παρατηρούμενων δεδομένων είναι ίδια ($\sigma_i = \sigma$, για όλα τα i = 1, 2, ..., N) και ασυσχέτιστα ($C_{ij} = 0$, για κάθε $i \neq j$), οπότε ο πίνακας συμμεταβλητότητας των δεδομένων είναι πρακτικά ο μοναδιαίος πίνακας επί τη διασπορά των δεδομένων, σ^2 :

$$C_d = \sigma^2 I \tag{2.49}$$

Σε αυτή την περίπτωση, ο πίνακας συμμεταβλητότητας των παραμέτρων του αντίστροφου μοντέλου δομής (ελαχίστων τετραγώνων) γίνεται:

$$C_m = \sigma^2 \left(G^T G \right)^{-1} \tag{2.50}$$

Επομένως, ο πίνακας συμμεταβλητότητας των παραμέτρων του μοντέλου δομής εξαρτάται από τον πίνακα συμμεταβλητότητας των παρατηρούμενων δεδομένων (2.49) και στην πιο απλή περίπτωση των ανεξάρτητων και με ίδιο σφάλμα δεδομένων, από αυτό το σφάλμα, σ , των δεδομένων. Όταν τα δεδομένα έχουν διαφορετικά ($\sigma^2_i \neq \sigma^2$), αλλά ανεξάρτητα σφάλματα ($\sigma_{ij} = C_{ij} = 0$, για κάθε $i \neq j$), δηλαδή:

$$C_{d} = \begin{bmatrix} \sigma_{1}^{2} & \cdots & 0 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \cdots & \sigma_{N}^{2} \end{bmatrix}$$
(2.51)

η σχέση (2.48) μετατρέπεται στην:

Ψηφιακή συλλογή

$$C_m = \left[\left(G' \right)^T G' \right]^{-1} \tag{2.52}$$

79

αφού τα σφάλματα των δεδομένων έχουν "απορροφηθεί" μέσα στον πίνακα G'.

Στην παραπάνω ανάλυση θεωρήσαμε την τυπική απόκλιση των παρατηρούμενων δεδομένων γνωστή, καθώς και ότι τα σφάλματα ήταν ασυσχέτιστα. Αυτές οι πληροφορίες συνήθως δεν είναι διαθέσιμες σε ένα πραγματικό πείραμα. Επιπλέον, τα σφάλματα που επηρεάζουν τα μη γραμμικά προβλήματα δεν είναι μόνο τα σφάλματα παρατήρησης, όπως παρουσιάστηκε κατά την ανάλυση της σχέσης (2.25), αλλά και σφάλματα γραμμικοποίησης, καθώς και προσεγγιστικής ισχύος του μοντέλου στον πραγματικό κόσμο. Παρόλα αυτά, μπορούμε να υπολογίσουμε μία εκτίμηση, s², για τη μέση τυπική απόκλιση των δεδομένων από τη διαφορά τους με τα συνθετικά, τα οποία προβλέπονται από το καλύτερο μοντέλο προσαρμογής, σύμφωνα με τη σχέση:

$$\sigma^{2} \simeq s^{2} = \frac{1}{N - M} \sum_{i=1}^{N} \left(d_{i} - d_{i}^{m} \right)^{2}$$
(2.53)

όπου *d_i* είναι τα παρατηρούμενα δεδομένα, *d_i^m* οι τιμές που προκύπτουν από το καλύτερο μοντέλο προσαρμογής και ο *M* αριθμός των παραμέτρων του μοντέλου (π.χ. μοντέλου δομής).

2.3 Σταθεροποίηση της Λύσης των Αντίστροφων Προβλημάτων

Σε αρκετές περιπτώσεις η λύση ελαχίστων τετραγώνων των γραμμικών συστημάτων με τη σχέση (2.41) εμφανίζει σημαντικές αστάθειες. Το γεγονός αυτό παρατηρείται όταν ο πίνακας G^TG είναι *ασθενώς ορισμένος* (Ill-Conditioned), δηλαδή όταν η ορίζουσα του τείνει προς το μηδέν. Κατά συνέπεια, ο πίνακας G^TG είναι σχεδόν ιδιάζων, κάτι που οδηγεί στον υπολογισμό μη ρεαλιστικών μοντέλων δομής, τα οποία χαρακτηρίζονται από την παρουσία μη αναμενόμενων τιμών μεγάλου πλάτους. Επιπλέον, τα αντίστοιχα σφάλμα των παραμέτρων του μοντέλου σύμφωνα με τη σχέση (2.50), αυξάνονται δυσανάλογα. Αυτό φαίνεται εύκολα αν συνδυάσουμε τη σχέση (2.23) με τη (2.50) από την οποία προκύπτει ότι:

$$C_m \simeq \frac{1}{\left| G^T G \right|} \tag{2.54}$$

Από τη σχέση (2.54) είναι προφανές ότι όταν η ορίζουσα του $G^{T}G$ είναι περίπου μηδέν (ο πίνακας τείνει να γίνει ιδιάζων), τα σφάλματα του μοντέλου που υπολογίζουμε με τη σχέση (2.41) είναι πολύ μεγάλα, δηλαδή το μοντέλο είναι αναξιόπιστο. Η διαχείριση της παραπάνω αστάθειας στις περιπτώσεις που εμφανίζεται, περιλαμβάνει συνήθως την επαύξηση (Augmentation) του γραμμικού συστήματος της σχέσης (2.21) με την εισαγωγή πρόσθετων γραμμικών εξισώσεων, που αντιστοιχούν σε περιορισμούς (Constraints) της λύσης. Με άλλα λόγια, μια και δεν υπάρχει μοναδική λύση ή η λύση είναι σχεδόν ιδιάζουσα (και έχει τεράστια σφάλματα, λόγω αστάθειας), προσπαθούμε να επιλέξουμε μία λύση (από τις πολλές πιθανές) που να έχει επιθυμητές ιδιότητες. Η πρώτη εισαγωγή τέτοιου είδους περιορισμών για την επίλυση αντίστροφων προβλημάτων προτάθηκε αρχικά από τον Levenberg (1944) και η αντίστοιχη μέθοδος ονομάζεται μέθοδος ελαγίστων τετραγώνων με απόσβεση (Damped Least-Squares ή DLSQ). Η μέθοδος αυτή στη συνέχεια τροποποιήθηκε από τον Marquart (1963), καταλήγοντας στον αλγόριθμο Levenberg-Marquart ή στη μέθοδο της αμφικλινούς παλινδρόμησης (Ridge Regression). Σύμφωνα με αυτόν τον αλγόριθμο, η πιθανή ιδιάζουσα μορφή του πίνακα G^TG αποτρέπεται με τη χρήση ενός παράγοντα *απόσβεσης* (Damping Factor), εI (με ε > 0), μετατρέποντας τη σχέση (2.20) στο παρακάτω επαυξημένο σύστημα γραμμικών εξισώσεων:

Ψηφιακή συλλογή

RLIDAN

$$\begin{bmatrix} d \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} G \\ \varepsilon I \end{bmatrix} m \tag{2.55}$$

Η λύση του παραπάνω γραμμικού συστήματος ελαχιστοποιεί την ποσότητα $|d-Gm|^2 + \epsilon^2 |m|^2$ και είναι:

$$m_{DLSQ} = \left(G^T G + \varepsilon^2 I\right)^{-1} G^T d \tag{2.56}$$

Η εισαγωγή περιορισμών απόσβεσης στις τιμές της διαγωνίου του πίνακα *G^TG* επιτρέπει την αποτελεσματική διαχείριση ιδιαζόντων ή σχεδόν ιδιαζόντων πινάκων και την αποφυγή της εμφάνισης σημαντικών μεταβολών στις τιμές των παραμέτρων του μοντέλου. Ο πίνακας συμμεταβλητότητας του μοντέλου στην περίπτωση εφαρμογής της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων με απόσβεση υπολογίζεται από:

$$C_m = \sigma^2 \left(G^T G + \varepsilon^2 I \right)^{-1} \tag{2.57}$$

ο οποίος δεν παίρνει μεγάλες τιμές όταν ο πίνακας G^TG είναι ιδιάζων ή σχεδόν ιδιάζων (ορίζουσα μηδέν ή σχεδόν μηδέν, αντίστοιχα).

Για να δούμε πως ακριβώς λειτουργεί η λύση της εξίσωσης (2.56), αρκεί να δούμε την ποσότητα που ελαχιστοποιεί, δηλαδή την ποσότητα $|d-Gm|^2 + \varepsilon^2 |m|^2$. Όταν δεν έχουμε καθόλου απόσβεση ($\varepsilon = 0$) η λύση συμπίπτει με τη λύση ελαχίστων τετραγώνων, όμως τα σφάλματα είναι μεγάλα. Όταν το ε έχει μη μηδενικές τιμές, τότε η λύση προσπαθεί να μειώσει τη διαφορά πειραματικών-θεωρητικών δεδομένων ($|d-Gm|^2$), επιλέγοντας ταυτόχρονα ένα μοντέλο το οποίο έχει μικρό μέτρο, ($|m|^2$), περιορίζοντας τις αστάθειες του. Όσο μεγαλύτερες τιμές έχει το ε , τόσο πιο σημαντική είναι η ελαχιστοποίηση του μέτρου της λύσης, σε σχέση με τη μείωση του σφάλματος πειραματικών-θεωρητικών δεδομένων, και τόσο μικρότερα τα σφάλματα που υπολογίζονται από τη σχέση (2.57).

Η χρήση της σταθεροποίησης της απόσβεσης στη λύση ελαχίστων τετραγώνων δε γίνεται χωρίς κάποιο τίμημα. Ένας τρόπος να διερευνηθεί η επίδραση του παράγοντα απόσβεσης, ε, στη λύση του αντίστροφου προβλήματος είναι με τη μαθηματική συσχέτιση του εκτιμώμενου γεωφυσικού μοντέλου δομής σε συνάρτηση με το πραγματικό. Τα παρατηρούμενα δεδομένα συνδέονται με το μοντέλο δομής που προσδιορίζουμε με τη σχέση (2.21). Επομένως, αντικαθιστώντας το διάνυσμα *d* με *Gm*, η λύση των ελαχίστων τετραγώνων με απόσβεση (2.56) μετατρέπεται στην:

$$m_{DLSQ} = \left(G^T G + \varepsilon^2 I\right)^{-1} G^T G m \tag{2.58}$$

ή εναλλακτικά στη σχέση:

$$m_{DLSO} = Rm \tag{2.59}$$

Ο πίνακας $\mathbf{R} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G} + \boldsymbol{\varepsilon}^2 \mathbf{I})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{G}$ καλείται πίνακας διακριτικής ικανότητας ή επιλύου πίνακας (Resolution Matrix). Όταν ο πίνακας \mathbf{R} προσεγγίζει το μοναδιαίο πίνακα, \mathbf{I} , τότε οι παράμετροι του πραγματικού γεωφυσικού μοντέλου δομής προσδιορίζονται με πολύ καλή ακρίβεια από τη διαδικασία της αντιστροφής. Από τις σχέσεις (2.58) και (2.59) είναι προφανές ότι όταν $\boldsymbol{\varepsilon} =$ 0, δηλαδή στην περίπτωση της λύσης ελαχίστων τετραγώνων, έχουμε ότι $\mathbf{R} = \mathbf{I}$, δηλαδή έχουμε ανακτήσει το βέλτιστο (από πλευράς διακριτικής ικανότητας) μοντέλο, ακόμα και αν αυτό έχει μεγάλα σφάλματα. Όμως, στη γενική περίπτωση (ε μη μηδενικό) ισχύει ότι ο πίνακας $R \neq I$, εξαιτίας της εισαγωγής περιορισμών απόσβεσης στη λύση. Με άλλα λόγια, το μοντέλο που υπολογίζουμε, m_{DLSQ} , αποτελεί ένα μέσο όρο (με βάρη) του πραγματικού, m, δηλαδή μία "εξομαλυμένη" εκδοχή της πραγματικότητας. Όσο αυξάνουν οι τιμές του ε, τόσο μειώνονται τα σφάλματα (σχέση 2.57), αλλά παράλληλα ο Rαποκλίνει περισσότερο από τον I, οδηγώντας σε λύσεις που αποτελούν μία ομαλοποιημένη (λόγω απόσβεσης) εικόνα της πραγματικότητας.

Ψηφιακή συλλογή

Από τα παραπάνω προκύπτει το ερώτημα της βέλτιστης τιμής του ε, δηλαδή της ισορροπίας ανάμεσα στα σφάλματα του μοντέλου (όπως εκφράζονται από τον πίνακα C_m) και στη διακριτική του ικανότητα (όπως εκφράζεται από τον πίνακα R). Ο βέλτιστος τρόπος επιλογής της κατάλληλης τιμής του παράγοντα απόσβεσης, ε, είναι πολύ δύσκολο να καθοριστεί. Σύμφωνα με τον Franklin (1970), αν το μοντέλο δομής περιγράφεται από μία κανονική κατανομή με διασπορά σ_m^2 , η τιμή του ε^2 μπορεί να υπολογιστεί από το λόγο της διασποράς (τετράγωνου σφάλματος) των παρατηρούμενων δεδομένων με τη διασπορά του γεωφυσικού μοντέλου δομής (σ_d^2/σ_m^2). Όμως, τόσο η ύπαρξη μη κανονικών σφαλμάτων στα δεδομένα, όσο και η σπάνια ικανοποίηση της απαίτησης για τυχαία κατανομή του μοντέλου γύρω από μία μέση τιμή κάνουν την παραπάνω εκτίμηση να υποεκτιμά την απαιτούμενη τιμή του ε για τη σταθεροποίηση της λύσης. Για αυτό το λόγο, η τιμή του παράγοντα απόσβεσης, ε, επιλέγεται εμπειρικά, συνήθως ακολουθώντας μία προσέγγιση δοκιμής και απόρριψης, όπου τα αποτελέσματα της αντιστροφής συγκρίνονται ως προς τη συμβατότητα τους με τα διαθέσιμες πληροφορίες στην περιοχή μελέτης.

Η χρήση των ελαχίστων τετραγώνων με απόσβεση (σχέση 2.56) σε μη γραμμικά προβλήματα, δηλαδή στη γραμμικοποιημένη εξίσωση (2.20), οδηγεί στην απαίτηση λύσεων με μικρά πλάτη, Δm , σε σχέση με το αρχικό μοντέλο, m^{0} . Παρόλο που αυτό φαίνεται ικανοποιητικό αν το αρχικό μοντέλο είναι αξιόπιστο, οι λύσεις συχνά παρουσιάζουν πολύ μικρά Δm , οδηγώντας σε μοντέλα μικρού πλάτους, και πολύ παρόμοια με το μοντέλο εκκίνησης. Σε αρκετές περιπτώσεις, θα ήταν επιθυμητή η δημιουργία εντός μοντέλου με μεγάλα πλάτη, Δm , αρκεί να είχε άλλες επιθυμητές ιδιότητες, π.χ. να παρουσιάζε ομαλή χωρική μεταβολή των τιμών των παραμέτρων του εκτιμώμενου γεωφυσικού μοντέλου δομής σε γειτονικές θέσεις, χωρίς απότομες χωρικές μεταβολές, δηλαδή η αποδοχή ενός μοντέλου που θα είναι μία εξομαλυμένη εκδοχή της πραγματικότητας. Η επίτευξη της παραπάνω εξομάλυνσης (Smoothing) μπορεί να υλοποιηθεί με την ελαχιστοποίηση του

μέτρου κάποιας χωρικής παραγώγου του μοντέλου ως προς τις δύο ή τρεις διαστάσεις του χώρου. Επομένως, εκτός από την απόσβεση, μπορούμε να εισάγουμε και άλλους περιορισμούς, όπως είναι η χωρική εξομάλυνση, δημιουργώντας επαυξημένα γραμμικά συστήματα εξισώσεων παρόμοια με τη σχέση (2.55). Πολύ συχνά (Constable et al. 1987, deGroot-Hedlin & Constable 1990, Vedanti et al. 2005), η χωρική εξομάλυνση πραγματοποιείται με τη χρήση ενός τελεστή *Laplace*, ∇^2 , που εκφράζει τη μεταβολή της δεύτερης χωρικής παραγώγου, καταλήγοντας στο παρακάτω σύστημα γραμμικών εξισώσεων:

$$\begin{bmatrix} d \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} G \\ \lambda \nabla^2 \end{bmatrix} m \tag{2.60}$$

Η λύση της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων με εξομάλυνση (Smoothed Least-Squares ή SLSQ) υπολογίζεται από:

$$m_{SLSQ} = \left(G^T G + \lambda (\nabla^2)^T \nabla^2\right)^{-1} G^T d$$
(2.61)

$$C_m = \sigma^2 \left(G^T G + \lambda (\nabla^2)^T \nabla^2 \right)^{-1}$$
(2.62)

ενώ ο πίνακας διακριτικής ικανότητας από τη σχέση:

$$R = \left(G^T G + \lambda (\nabla^2)^T \nabla^2\right)^{-1} G^T G$$
(2.63)

Και στην περίπτωση αυτή μπορεί να εξαχθούν παρόμοια συμπεράσματα με τα ελάχιστα τετράγωνα με απόσβεση: Όσο αυξάνει η τιμή του λ, τόσο η μείωση των χωρικών παραγώγων της λύσης παίζει σημαντικότερο ρόλο, οδηγώντας σε χωρικά πιο ομαλές λύσεις (αν και όχι απαραίτητα με μικρά πλάτη) και μειώνονται τα σφάλματα (από τη σχέση 2.62), αλλά ταυτόχρονα ο πίνακας διακριτικής ικανότητας αποκλίνει περισσότερο από το μοναδιαίο (σχέση 2.63). Ενώ ο πίνακας συμμεταβλητότητας περιέχει τα αναμενόμενα σφάλματα των παραμέτρων του μοντέλου και έχει εύκολη και άμεση ερμηνεία, ο πίνακας διακριτικής ικανότητας δεν είναι εύκολα ερμηνεύσιμος. Σε αρκετές περιπτώσεις σχεδιάζοντας τις τιμές στο χώρο μπορούμε να δούμε πόσο απέχει από τον μοναδιαίο, δηλαδή πόσο ισχυρή εξομάλυνση της πραγματικότητας έχουν επιβάλει οι περιορισμοί του μοντέλου. Για να γίνει πιο εποπτική αυτή η παρουσίαση και να προσδιοριστεί μέση "ακτίνα" της περιοχής εξομάλυνσης του κάθε μοντέλου, λόγω της εισαγωγής περιορισμών αντιστροφής, συνήθως υπολογίζεται το μήκος διακριτικής ικανότητας (Resolving Length ή RL), το οποίο προκύπτει από τη σχέση (Jackson 1979, Toomey & Foulger 1989, Michellini & McEvilly 1991, Menke 2012):

Ψηφιακή συλλογή

$$RL = \frac{1}{|r_{j}|} \sum_{k=1}^{M} \left(\frac{r_{kj}^{2}}{|r_{j}|} D_{jk} \right)$$
(2.64)

όπου r_j (j = 1, 2, ..., M) είναι το διαγώνιο στοιχείο του πίνακα διακριτικής ικανότητας (R) για τον κόμβο j του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης, r_{kj} είναι η k^{th} τιμή του πίνακα R για τον ίδιο κόμβο και D_{jk} είναι η απόσταση μεταξύ των κόμβων j και k.

Η σχέση (2.64) περιγράφει τη χωρική κλίμακα για την οποία υπάρχει δυνατότητα αξιόπιστης ανάκτησης του μοντέλου από τα διαθέσιμα δεδομένα. Με άλλα λόγια το μήκος αυτό μας δείχνει την "έκταση" της περιοχής στην οποία υπολογίζεται ο βαρυνόμενος μέσος όρος του πίνακα *R*, ώστε να προκύψει ένα μοντέλο πιο σταθερό, δηλαδή με μικρότερα σφάλματα, από την εισαγωγή των περιορισμών (εξομάλυνσης, απόσβεσης, κλπ.) στο γραμμικό σύστημα της σχέσης (2.21).

Η εφαρμογή των παραπάνω περιορισμών απόσβεσης ή εξομάλυνσης σταθεροποιεί τη λύση ελαχίστων τετραγώνων και παράγει γεωφυσικά μοντέλα με επιθυμητές ιδιότητες, τα οποία ταυτόχρονα ικανοποιούν τα δεδομένα. Στην παρούσα διδακτορική διατριβή χρησιμοποιήθηκε συνδυασμός των δύο παραπάνω περιορισμών, καθώς και η προσθήκη διασυχνοτικής εξομάλυνσης, για την τομογραφική αντιστροφή των δεδομένων χρόνων διαδρομής επιφανειακών κυμάτων στην περιοχή μελέτης. Η διαδικασία και τα αποτελέσματα αυτής της αντιστροφής παρουσιάζονται αναλυτικά σε επόμενο κεφάλαιο (Κεφάλαιο 4).





Εφαρμογή της Μεθόδου Τομογραφίας Εδαφικού Θορύβου του Υπεδάφους με τη Χρήση Ειδικών Δικτύων Σεισμομέτρων στην Περιοχή Μελέτης

Η μέθοδος της τομογραφίας εδαφικού θορύβου του υπεδάφους με τη χρήση ειδικών δικτύων σεισμομέτρων (Ambient Noise Array Tomography) ή τομογραφία εδαφικού θορύβου σε συντομία, αποτελεί μία παθητική μέθοδο γεωφυσικής διασκόπησης για την εκτίμηση της τρισδιάστατης (3D) γεωφυσικής δομής των επιφανειακών στρωμάτων του υπεδάφους σε μία περιοχή. Η τομογραφία εδαφικού θορύβου, όπως και όλες οι μεθοδολογίες που ακολουθούν μία τομογραφική προσέγγιση στην επεξεργασία των διαθέσιμων δεδομένων, συμπεριλαμβάνεται σε μία ευρύτερη κατηγορία προβλημάτων που συναντάται σε πλήθος εφαρμογών πολλών επιστημονικών κλάδων. Ο τρόπος επίλυσης των τομογραφικών προβλημάτων στηρίζεται στη συλλογή παρατηρήσεων μίας φυσικής ποσότητας κατά μήκος ενός αριθμού "διαδρομών" ή "ακτινών" που διαπερνούν ένα υλικό μέσο. Οι παρατηρήσεις οδηγούν στην εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με τη 2D/3D χωρική κατανομή φυσικών μεγεθών μέσα σε αυτό το μέσο. Στη διαδικασία της τομογραφίας, η δομή του υλικού μέσου μπορεί να θεωρηθεί ως μία εικόνα των φυσικών ιδιοτήτων του που προσπαθούμε να ανακατασκευάσουμε από τα δεδομένα παρατήρησης.

Οι βασικοί στόχοι εφαρμογής της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου στην περιοχή ενδιαφέροντος είναι η αναγνώριση των κύριων επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής, ο προσδιορισμός της 3D πλευρικής τους εξάπλωσης, καθώς και η εξαγωγή της χωρικής κατανομής της ταχύτητας των εγκαρσίων ελαστικών κυμάτων (V_s) στο υπέδαφος. Η επίτευξη αυτών των στόχων επιτρέπει τη μελέτη της γεωμετρίας των επιφανειακών στρωμάτων της εδαφικής δομής και την εκτίμηση ενός ολοκληρωμένου 3D γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους. Η εκτίμηση του γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους με την εφαρμογή της τομογραφίας εδαφικού θορύβου σε μία περιοχή έχει διττό σκοπό:

Α) Τον εντοπισμό και τη λεπτομερή περιγραφή της γεωμετρίας και των

ιδιοτήτων του σεισμικού ή/και του γεωλογικού υποβάθρου. Οι επιφάνειες αυτές παρουσιάζουν ιδιαίτερο γεωτεχνικό και γεωφυσικό ενδιαφέρον, αφού διαχωρίζουν γεωλογικούς σχηματισμούς του υπεδάφους με διαφορετική απόκριση σε περίπτωση σεισμικής διέγερσης. Τα πετρώματα της γεωλογικής δομής пου απαρτίζουν το σεισμικό και γεωλογικό υπόβαθρο χαρακτηρίζονται από υψηλές τιμές της V_s (> 800m/sec) και δεν προκαλούν, ή προκαλούν αμελητέα, ενίσχυση της εδαφικής κίνησης κατά τη διάρκεια ενός σεισμικού γεγονότος. Οι μεταβολές του βάθους των συγκεκριμένων επιφανειών αποτελούν σημαντική πληροφορία για πλήθος γεωτεχνικών εφαρμογών, όπως για το σχεδιασμό θεμελίωσης τεχνικών έργων μικρής ή μεγάλης κλίμακας, καθώς και την πρόταση κατάλληλων διατάξεων αντισεισμικών κανονισμών.

B) Τη συσχέτιση των στρωμάτων του γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους με τη στρωματογραφία των γεωλογικών σχηματισμών της εδαφικής δομής. Με αυτό τον τρόπο είναι δυνατή η αντιστοίχιση γεωφυσικών ιδιοτήτων σε κάθε στρώμα της εδαφικής δομής (όπως το πάχος και η τιμή της Vs) και κατά επέκταση η κατηγοριοποίηση των τοπικών εδαφικών συνθηκών που επικρατούν σε μία περιοχή. Επιπλέον, είναι εφικτή η αναγνώριση της πλευρικής μετάβασης των εδαφικών σχηματισμών και η ανάδειξη σημαντικών γεωλογικών χαρακτηριστικών του υπεδάφους, όπως πτυχώσεις, ρήγματα ή και ζώνες τεκτονικής καταπόνησης στην περιοχή μελέτης. Τα συγκεκριμένα γεωλογικά χαρακτηριστικά είναι πολύ πιθανό va δομές οικονομικού, υδρογεωλογικού, συνυπάρχουν με καθώς και γεωθερμικού ενδιαφέροντος (για παράδειγμα κοιτάσματα μεταλλευμάτων, υδροφόρους ορίζοντες, γεωθερμικά πεδία, κ.α.).

Η τυπική διαδικασία που ακολουθείται για την εφαρμογή της τομογραφίας εδαφικού θορύβου σε μία περιοχή χωρίζεται σε τουλάχιστον έξι βασικά βήματα. Τα βήματα αυτά επιγραμματικά είναι: 1) η εγκατάσταση ειδικών δικτύων σεισμομέτρων, 2) η κατασκευή κατάλληλου τομογραφικού πλέγματος, 3) η συλλογή και 4) η επεξεργασία των δεδομένων εδαφικού θορύβου, 5) η τομογραφική αντιστροφή χρόνων διαδρομής επιφανειακών κυμάτων και, 6) η εκτίμηση του 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους. Η παραπάνω σειρά αναφοράς των βημάτων εφαρμογής της τομογραφίας εδαφικού θορύβου αποτελεί συγχρόνως και μία ταξινόμηση με βάση τη χρονική τους σειρά εκτέλεσης. Κατά συνέπεια, τα αποτελέσματα κάθε βήματος χρησιμοποιούνται διαδοχικά στα επόμενα βήματα και αποτελούν τα απαραίτητα στοιχεία για την εφαρμογή της μεθόδου. Σημειώνεται ότι κάποια από τα παραπάνω βήματα περιλαμβάνουν επιμέρους φάσης διαχείρισης και επεξεργασίας των δεδομένων.

Στη συνέχεια περιγράφονται αναλυτικά τα πρώτα τέσσερα βήματα εφαρμογής της τομογραφίας εδαφικού θορύβου στην περιοχή μελέτης. Το πέμπτο και έκτο βήμα που αφορά στην τομογραφική αντιστροφή χρόνων διαδρομής επιφανειακών κυμάτων και στην εκτίμηση του 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους παρουσιάζονται σε επόμενα, ξεχωριστά κεφάλαια, αντίστοιχα.

3.1 Εγκατάσταση Ειδικών Δικτύων Σεισμομέτρων

Πρώτο βήμα στη διαδικασία εφαρμογής της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου του υπεδάφους σε μία περιοχή αποτελεί η εγκατάσταση ενός συνόλου σταθμών συλλογής δεδομένων που σχηματίζουν ένα ειδικό δίκτυο σεισμομέτρων. Ο χαρακτηρισμός του δικτύου ως «ειδικό» σχετίζεται με τη δυνατότητα προσαρμογής του ανάλογα με τις συνθήκες που επικρατούν σε κάθε περίπτωση εφαρμογής της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου. Το ειδικό δίκτυο σεισμομέτρων χρησιμοποιείται για τη συλλογή των απαραίτητων δεδομένων που θα οδηγήσουν στην εκτίμηση του 3D γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους.

Κάθε σταθμός του ειδικού δικτύου αποτελείται από ένα ολοκληρωμένο σύστημα σεισμολογικών οργάνων που παρέχουν τη δυνατότητα καταγραφής και αποθήκευσης των δεδομένων της εδαφικής κίνησης. Επιπλέον, το συγκεκριμένο σύστημα διαθέτει την κατάλληλη υποστήριξη για τη χρήση του παγκόσμιου συστήματος προσδιορισμού θέσης (Global Positioning System ή GPS), έτσι ώστε να είναι δυνατή η εύρεση των γεωγραφικών συντεταγμένων με μεγάλη ακρίβεια, καθώς και του συγχρονισμού του κάθε σταθμού με την παγκόσμια ώρα (Coordinated Universal Time ή UTC). Η ακριβής θέση κάθε σταθμού του ειδικού δικτύου και ο ορισμός κοινού χρόνου αναφοράς στις καταγραφές της εδαφικής κίνησης, χρησιμοποιούνται για τον αξιόπιστο υπολογισμό της ταχύτητας των επιφανειακών κυμάτων (Rayleigh και Love) που διατρέχουν την περιοχή μελέτης και την κατασκευή των αντίστοιχων καμπύλων σκέδασης.

Η εγκατάσταση ενός ειδικού δικτύου σεισμομέτρων σε μία περιοχή ακολουθεί μία συγκεκριμένη γεωμετρία. Η γεωμετρία του ειδικού δικτύου αναφέρεται στη χωρική διάταξη των σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου, διαμορφώνοντας το σχήμα και το μέγεθος του. Δεν υπάρχει κάποιος γενικός κανόνας που να σχετίζεται με την επιλογή της γεωμετρίας του ειδικού δικτύου σεισμομέτρων για την εφαρμογή της τομογραφίας εδαφικού θορύβου του υπεδάφους σε μία περιοχή. Παρόλα αυτά, η αποτελεσματικότητα της μεθόδου αυξάνεται όταν πληρούνται δύο βασικές προϋποθέσεις:

Α) Οι αποστάσεις μεταξύ των σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου πρέπει να καλύπτουν ένα ευρύ φάσμα τιμών. Με αυτό τον τρόπο διασφαλίζεται η δυνατότητα καταγραφής της εδαφικής κίνησης που οφείλεται στη διάδοση επιφανειακών ελαστικών κυμάτων με διαφορετικά μήκη κύματος. Συγκεκριμένα, η απόσταση μεταξύ των σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου καθορίζει το ελάχιστο και μέγιστο μήκος κύματος των επιφανειακών κυμάτων που μπορούν να εντοπιστούν από τη γεωμετρία του ειδικού δικτύου. Αν θεωρήσουμε ότι ένα επιφανειακό κύμα διαδίδεται με μήκος κύματος, λ, τότε η αναγνώρισή του είναι δυνατή μόνο από τους σταθμούς του ειδικού δικτύου για τους οποίους η απόσταση μεταξύ τους είναι τουλάχιστον διπλάσια από αυτή την τιμή (2λ). Σε πολλές περιπτώσεις, ειδικότερα σε εφαρμογές της τομογραφίας εδαφικού θορύβου μεγάλης κλίμακας για τη μελέτη της δομής του φλοιού της Γης (π.χ. Bensen et al. 2007), το παραπάνω όριο της απόστασης μεταξύ των σταθμών των ειδικών δικτύων αυξάνεται στο τριπλάσιο του μήκους κύματος (3λ). Με αυτό τον τρόπο, η καταγραφή των επιφανειακών κυμάτων πραγματοποιείται με μεγαλύτερη αξιοπιστία και βελτιώνεται η ποιότητα των δεδομένων.

Αξίζει να σημειωθεί ότι η ενέργεια των επιφανειακών κυμάτων μικρού μήκους κύματος δεν μπορεί να διατηρηθεί κατά τη διάδοση τους σε μεγάλες αποστάσεις εξαιτίας της γεωμετρικής διασποράς και της έντονης ανελαστικής απόσβεσης του μέσου διάδοσης. Το συγκεκριμένο φαινόμενο ενισχύεται όταν η γεωλογική δομή του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης αποτελείται από μεγάλο πάχος χαλαρών ιζηματογενών σχηματισμών με υψηλό συντελεστή απόσβεσης. Συνεπώς, η εγκατάσταση σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου σε μικρές μεταξύ τους αποστάσεις είναι απαραίτητη και πρέπει να λαμβάνεται υπόψη κατά την επιλογή της γεωμετρίας του ειδικού δικτύου σεισμομέτρων σε μία περιοχή. Το μέγιστο μήκος κύματος των επιφανειακών κυμάτων καθορίζει και το βάθος διείσδυσης (Penetration Depth) στους γεωλογικούς σχηματισμούς του υπεδάφους και κατά επέκταση το όριο της διακριτικής ικανότητας (Resolution) για την ανάδειξη των γεωφυσικών χαρακτηριστικών της εδαφικής δομής με επαρκή λεπτομέρεια. Για παράδειγμα, το πλάτος ταλάντωσης των υλικών σημείων του μέσου κατά τη
Εφαρμογή της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου στην περιοχή μελέτης

διάδοση των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, πρακτικά μηδενίζεται σε βάθη μεγαλύτερα του μισού μήκους κύματος $(\lambda/2)$. Επομένως, οι πληροφορίες για την εδαφική δομή κάτω από το συγκεκριμένο βάθος είναι είτε ανεπαρκής, είτε μη αξιόπιστες για την εκτίμηση του γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους. Τα μεγαλύτερα μήκη κύματος διεισδύουν σε μεγαλύτερα βάθη στο υπέδαφος επιτρέποντας την άντληση γεωφυσικών πληροφοριών για βαθύτερους σχηματισμούς της εδαφικής δομής (π.χ. τη χωρική κατανομή της ανώτερης επιφάνειας του υποβάθρου, όταν η γεωλογική δομή στην περιοχή μελέτης αποτελείται από μεγάλο πάχος ιζημάτων). Αντίθετα, επιφανειακά κύματα με μικρά μήκη κύματος επηρεάζονται από τα επιφανειακότερα στρώματα του υπεδάφους, προσφέροντας υψηλή διακριτική ικανότητα στο ανώτερο τμήμα της γεωφυσικής δομής. Κατά συνέπεια, η επιλογή των θέσεων των σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου του ειδικού δικτύου και το εύρος τιμών των μεταξύ τους αποστάσεων επηρεάζει το διάστημα συχνοτήτων των εξαγόμενων καμπύλων σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων, καθώς και τη διακριτική ικανότητα βάθους.

B) Η δεύτερη βασική προϋπόθεση που πρέπει να πληροί η γεωμετρία του ειδικού δικτύου σεισμομέτρων για την αποτελεσματική εφαρμογή της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου του υπεδάφους σε μία περιοχή, σχετίζεται με το πλήθος, καθώς και με την αζιμουθιακή κατανομή των σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου. Η επιλογή του αριθμού των σταθμών που θα σχηματίσουν το ειδικό δίκτυο και η κατανομή τους στο χώρο πρέπει να πραγματοποιηθεί με κατάλληλο τρόπο, έτσι ώστε να επιτευχθεί ικανοποιητική κάλυψη διαδρομών ή ακτινών (Path or Ray Coverage) στην περιοχή μελέτης. Η διαδρομή ή ακτίνα αντιστοιχεί σε μία νοητή ευθεία γραμμή στην επιφάνεια του εδάφους, με συγκεκριμένο μήκος και διεύθυνση, η οποία συνδέει ένα οποιοδήποτε ζεύγος σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου του ειδικού δικτύου σεισμομέτρων. Το μήκος της διαδρομής ισοδυναμεί με την απόσταση μεταξύ των σταθμών, ενώ η διεύθυνσή της καθορίζει το αζιμούθιο (δεξιόστροφη γωνία από το γεωγραφικό βορρά) του αντίστοιχου ζεύγους. Κάθε διαδρομή χρησιμοποιείται για να περιγράψει τη διάδοση των επιφανειακών κυμάτων μεταξύ των σταθμών του δικτύου, η οποία στις περισσότερες περιπτώσεις είναι αμφίδρομη. Η φορά της διάδοσης τους εξαρτάται από τον προσανατολισμό και τη χρονική δράση των πηγών εδαφικού θορύβου στην ευρύτερη περιοχή μελέτης, μεταβάλλοντας την κατεύθυνση πρόσπτωσης του εισερχόμενου κυματικού πεδίου στο εγκατεστημένο ειδικό δίκτυο σεισμομέτρων. Κατά μήκος κάθε διαδρομής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

υπολογίζεται η ταχύτητα των επιφανειακών κυμάτων σε διακριτές τιμές της συχνότητας, γεγονός που οδηγεί στην κατασκευή καμπύλων σκέδασης. Οι καμπύλες σκέδασης επηρεάζονται άμεσα από τη δισδιάστατη (2D) γεωφυσική δομή κατά μήκος της εκάστοτε διαδρομής και χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό των χρόνων διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων στις αντίστοιχες διευθύνσεις και αποστάσεις. Ο συνδυασμός των πληροφοριών από κάθε διαδρομή του ειδικού δικτύου σχηματίζει το σύνολο των απαραίτητων δεδομένων για την τομογραφική προσέγγιση αντιστροφής των χρόνων διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων και αποτελεί τη βάση για την εκτίμηση του 3D γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης.

Το συνολικό διαθέσιμο πλήθος των γεωφυσικών πληροφοριών για τη μελέτη της εδαφικής δομής σε μία περιοχή εκφράζεται συνήθως με δύο τρόπους. Ο πρώτος τρόπος είναι ποιοτικός ή γραφικός, σχεδιάζοντας όλες τις πιθανές διαδρομές στην περιοχή μελέτης. Ο μέγιστος αριθμός των διαδρομών, *N*_P, που προκύπτει από τη γεωμετρία του ειδικού δικτύου σεισμομέτρων είναι ανάλογος του αριθμού των σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου, *N*_s, που χρησιμοποιήθηκαν και υπολογίζεται από την παρακάτω σχέση:

$$N_{P} = N_{S} \cdot \frac{(N_{S} - 1)}{2} \tag{3.1}$$

Ο δεύτερος τρόπος είναι ποσοτικός και ισοδυναμεί με τον αριθμό των διερχόμενων διαδρομών σε μικρά τμήματα ή σημεία στα οποία χωρίζεται η περιοχή μελέτης (κελιά ή κόμβους ενός προκαθορισμένου τομογραφικού πλέγματος, βλέπε επόμενη παράγραφο, §3.2). Και οι δύο αυτοί τρόποι χρησιμοποιούνται για την περιγραφή της πυκνότητας κάλυψης διαδρομών στη χωρική έκταση που καλύπτει το εγκατεστημένο ειδικό δίκτυο σεισμομέτρων. Προφανώς, η πυκνότητα κάλυψης εξαρτάται από τον αριθμό των διαδρομών που διαπερνούν μία περιοχή ή ισοδύναμα από τον αριθμό των σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν για την εγκατάσταση του ειδικού δικτύου, καθώς και από την αζιμουθιακή κατανομή τους. Επιπλέον, το εύρος της αζιμουθιακής κατανομής των διαδρομών καθορίζει το ποσοστό επιρροής των αποτελεσμάτων από την 3D εδαφική δομή. Για παράδειγμα, όταν οι τιμές του αζιμούθιου των διαδρομών κυμαίνονται σε μικρό εύρος (η διαφορά μεταξύ της μέγιστης και ελάχιστης τιμής είναι μικρότερη των 10 μοιρών), τότε το σύνολο τους είναι πρακτικά προσανατολισμένο σε μία κοινή διεύθυνση με πολύ μικρές αποκλίσεις. Το αποτέλεσμα αυτού του κοινού προσανατολισμού των διαδρομών είναι ότι όλες οι γεωφυσικές πληροφορίες για την εδαφική δομή περιορίζονται σε ένα 2D προφίλ. Κατά συνέπεια, δεν είναι δυνατή η μελέτη της χωρικής κατανομής των επιφανειών ασυνέχειας του υπεδάφους και η εκτίμηση ενός ολοκληρωμένου 3D γεωφυσικού μοντέλου.

Η πυκνότητα κάλυψης διαδρομών στην περιοχή μελέτης αποτελεί αναγκαία, αλλά όχι και ικανή συνθήκη για τη λεπτομερή περιγραφή των γεωφυσικών χαρακτηριστικών της εδαφικής δομής με την εφαρμογή της τομογραφίας εδαφικού θορύβου. Σε πολλές περιπτώσεις η πυκνότητα κάλυψης διαδρομών που προκύπτει από τη γεωμετρία του ειδικού δικτύου είναι υψηλή, ωστόσο τα αποτελέσματα της μεθόδου δεν είναι ικανοποιητικά. Η συγκεκριμένη αστοχία σχετίζεται συνήθως με το γεγονός ότι η πυκνότητα κάλυψης διαδρομών σε μία περιοχή δε συνεπάγεται απαραίτητα με επαρκή διακριτική ικανότητα βάθους. Η διακριτική ικανότητα βάθους της γεωμετρίας του ειδικού δικτύου ρυθμίζεται από το μήκος των διαδρομών ή αντίστοιχα από την απόσταση μεταξύ των σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου. Επομένως, η βέλτιστη εκμετάλλευση του πλήθους των γεωφυσικών πληροφοριών που εξάγονται από τα δεδομένα εδαφικού θορύβου στην περιοχή μελέτης πραγματοποιείται με τη σύγχρονη ισχύ των δύο βασικών προϋποθέσεων που αφορούν την επιλογή της γεωμετρίας του ειδικού δικτύου σεισμομέτρων.

Μία σημαντική συνέπεια που προκύπτει από τις δύο προϋποθέσεις που προαναφέρθηκαν είναι ότι ο αριθμός των σταθμών που απαιτείται για το σχηματισμό ενός ειδικού δικτύου σεισμομέτρων και την αποτελεσματική εφαρμογή της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου σε μία περιοχή, είναι σχετικά υψηλός. Το γεγονός αυτό αποτελεί ένα από τα κυριότερα μειονεκτήματα εφαρμογής της μεθόδου. Εάν δεν είναι διαθέσιμος ένας επαρκής αριθμός σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου για την εγκατάσταση του ειδικού δικτύου, μία ικανοποιητική λύση αποτελεί η μετακίνησή τους σε διαφορετικές θέσεις (π.χ. Hannemann et al. 2014). Η μετακίνηση των σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου βελτιώνει την κάλυψη διαδρομών σε μία περιοχή και επιτρέπει την εξαγωγή πληροφοριών για την εδαφική δομή με μεγαλύτερη λεπτομέρεια, όταν οι απαιτήσεις της εφαρμογής αυξάνονται. Όμως, με αυτό τον τρόπο αυξάνεται και ο συνολικός χρόνος ολοκλήρωσης του πειράματος.

Μία ακόμα παράμετρος που πρέπει να καθορίσουμε στην επιλογή της γεωμετρίας του ειδικού δικτύου σεισμομέτρων σε μία περιοχή είναι το μέγεθος του. Το μέγεθος του ειδικού δικτύου σεισμομέτρων, δηλαδή η μέγιστη

απόσταση μεταξύ δύο σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου, εξαρτάται κυρίως από το βάθος του στόχου που επιθυμούμε να προσδιορίσουμε. Για παράδειγμα, αν οι δομές ενδιαφέροντος είναι πιθανότερο να εντοπίζονται στα επιφανειακά στρώματα του υπεδάφους, τότε το μέγεθος του ειδικού δικτύου σεισμομέτρων είναι σχετικά μικρό (λίγες εκατοντάδες μέτρα). Αντίθετα, όταν το βάθος του στόχου αυξάνεται, όπως στις περιπτώσεις προσδιορισμού της χωρικής κατανομής του γεωλογικού υποβάθρου σε ιζηματογενείς λεκάνες με μεγάλο πάχος ιζημάτων, το μέγεθος του ειδικού δικτύου είναι μεγάλο (συνήθως υπερβαίνει το ένα χιλιόμετρο). Ένας επιπλέον αστάθμητος παράγοντας που επηρεάζει το μέγεθος, καθώς και γενικότερα την επιλογή της γεωμετρίας του ειδικού δικτύου σεισμομέτρων, είναι οι συνθήκες ελεύθερου πεδίου στην περιοχή μελέτης. Οι συνθήκες ελεύθερου πεδίου μπορούν να ομαδοποιηθούν σε δύο βασικές κατηγορίες, αστικού και περιαστικού περιβάλλοντος. Σε κάθε κατηγορία εμφανίζονται διαφορετικές δυσκολίες στην εγκατάσταση των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων. Για παράδειγμα, σε περιαστικό περιβάλλον οι έντονες τοπογραφικές ανωμαλίες, οι δύσβατες περιοχές με πυκνή βλάστηση που δεν προσφέρουν εύκολη πρόσβαση, κτλ. περιορίζουν τις επιλογές για την εγκατάσταση σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου. Αντίθετα, σε αστικό περιβάλλον οι περιορισμοί στην εγκατάσταση των σταθμών εντοπίζονται κυρίως στην πυκνή δόμηση του πολεοδομικού συγκροτήματος, στους δρόμους με έντονη κυκλοφορία οχημάτων, στον κίνδυνο βλάβης των σταθμών από διερχόμενους πεζούς, κτλ.

Συνήθως, γίνεται προσπάθεια ώστε η γεωμετρία των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων να προσεγγίζει, ή και να συμπίπτει σε κατάλληλες συνθήκες ελεύθερου πεδίου, κανονικά πολύγωνα (τριγωνικές, τετραγωνικές και γενικά πολυγωνικές διατάξεις σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου), ή κυκλικές, υπό-κυκλικές και ελλειπτικές διατάξεις. Στις περιπτώσεις της πολυγωνικής γεωμετρίας των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων, οι σταθμοί καταγραφής εδαφικού θορύβου τοποθετούνται στις κορυφές νοητών πολυγώνων, ενώ στις κυκλικές διατάξεις τοποθετούνται σε νοητές περιφέρειες κύκλων. Για τη διατήρηση δύο βασικών προϋποθέσεων των της γεωμετρίας χρησιμοποιούνται πολλαπλές ομόκεντρες διατάξεις. Εκτός από την επιλογή κανονικών σχημάτων, η γεωμετρία των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων μπορεί να αποτελείται από τυχαίες διατάξεις σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου στο χώρο ή ακόμα και συνδυασμό κανονικών σχημάτων και τυχαίων διατάξεων.

Γενικά, η επιλογή της γεωμετρίας ενός ειδικού δικτύου σεισμομέτρων αποτελεί μία διαδικασία με την οποία προσπαθούμε να εκμεταλλευτούμε με τον καλύτερο δυνατό τρόπο το σύνολο των σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου που διαθέτουμε, τις συνθήκες ελεύθερου πεδίου και να τηρούνται οι βασικές προϋποθέσεις της αποτελεσματικής εφαρμογής της τομογραφικής μεθόδου εδαφικού θορύβου. Από όλα τα παραπάνω γίνεται φανερό ότι η επιλογή της γεωμετρίας δεν είναι μία απλή διαδικασία, αλλά εξαρτάται από πλήθος παραγόντων και ως ένα ποσοστό την υποκειμενική κρίση του επιστήμονα.

Η εφαρμογή της μεθόδου της τομογραφίας εδαφικού θορύβου του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης πραγματοποιήθηκε με την εγκατάσταση ειδικού δικτύου σεισμομέτρων σε χώρο που περιλαμβάνει τμήμα του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (Α.Π.Θ.) και της Διεθνούς Έκθεσης Θεσσαλονίκης (Δ.Ε.Θ.) στο κέντρο του πολεοδομικού συγκροτήματος (Σχήμα 3.1). Επομένως, πρόκειται για μία τυπική εφαρμογή της μεθόδου σε αστικό, αν και όχι πυκνοδομημένο, περιβάλλον. Οι σταθμοί καταγραφής εδαφικού θορύβου των ειδικών δικτύων τοποθετήθηκαν μέσα σε κτίρια για την προφύλαξη τους, την αποφυγή της επίδρασης των έντονων καιρικών φαινομένων στις καταγραφές, καθώς και της ανθρωπογενούς παρέμβασης στα σεισμολογικά όργανα συλλογής των δεδομένων. Επιπλέον, αυτό έκανε ευκολότερο τον έλεγχο και τη συντήρηση τους.

Συνολικά, χρησιμοποιήθηκαν 34 σταθμοί καταγραφής εδαφικού θορύβου. Οι 14 από αυτούς τοποθετήθηκαν στην περιφέρεια ενός νοητού κύκλου, ο οποίος συγχρόνως οριοθετούσε τη χωρική έκταση της περιοχής μελέτης στην επιφάνεια του εδάφους. Οι υπόλοιποι 20 σταθμοί του δικτύου τοποθετήθηκαν στο εσωτερικό τμήμα του κύκλου σε τυχαίες διατάξεις, διασκορπισμένοι με τέτοιο τρόπο έτσι ώστε να καλύπτεται το μεγαλύτερο μέρος της περιοχής. Με αυτή την επιλογή της γεωμετρίας, οι αποστάσεις μεταξύ των σταθμών του ειδικού δικτύου κυμαίνονταν μέσα σε ένα σχετικά μεγάλο εύρος τιμών. Η ελάχιστη απόσταση μεταξύ των σταθμών ήταν περίπου 50m, ενώ η μέγιστη απόσταση, η οποία καθόρισε το μέγεθος του ειδικού δικτύου, ήταν κατά προσέγγιση 900m. Η εγκατάσταση ειδικού δικτύου σεισμομέτρων μεγάλου σχετικά μεγέθους ήταν απαραίτητη για την περιοχή μελέτης, καθώς το βάθος των αναμενόμενων επιφανειών ασυνέχειας στη δομή του υπεδάφους υπολογίζεται ότι υπερβαίνει το 200m. Η άντληση γεωφυσικών πληροφοριών σε αυτά τα βάθη επιτυγχάνεται με την καταγραφή ελαστικών κυμάτων μεγάλου μήκους κύματος, που είναι εφικτή μόνο σε ζεύγη



Σχήμα 3.1: Εγκατεστημένο ειδικό δίκτυο σεισμομέτρων στην περιοχή μελέτης για την εφαρμογή της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου του υπεδάφους. Με πράσινους κύκλους απεικονίζονται οι θέσεις των σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου. Σε κάθε σταθμό του ειδικού δικτύου σημειώνεται ο χαρακτηριστικός αριθμός αναγνώρισης του. Η μαύρη διακεκομμένη γραμμή αντιστοιχεί στο επιφανειακό ίχνος της επαφής του γεωλογικού υποβάθρου με τους πρόσφατους ιζηματογενείς σχηματισμούς.

σταθμών του ειδικού δικτύου με ανάλογη μεταξύ τους απόσταση. Ωστόσο, το μέγεθος του ειδικού δικτύου που εγκαταστάθηκε στην περιοχή μελέτης, ανήκει στην κατηγορία της γεωτεχνικής κλίμακας, αφού το ενδιαφέρον για τη γεωφυσική δομή επικεντρώνεται στα επιφανειακά στρώματα του υπεδάφους.

Ο συνδυασμός κυκλικής γεωμετρίας του εξωτερικού μέρους του ειδικού δικτύου και της τυχαίας διάταξης σταθμών στο εσωτερικού του προσέφερε, εκτός από το μεγάλο εύρος αποστάσεων που αναφέρθηκε προηγουμένως, τη δυνατότητα ικανοποιητικής αζιμουθιακής κάλυψης των διαδρομών ή ακτινών στην περιοχή μελέτης. Με τους 34 σταθμούς καταγραφής εδαφικού θορύβου που χρησιμοποιήθηκαν για την εγκατάσταση του ειδικού δικτύου σεισμομέτρων, ο μέγιστος αριθμός των διαδρομών σύμφωνα με τη Σχέση (3.1) ήταν 561. Παρόλα αυτά, ο τελικός αριθμός ακτινών που χρησιμοποιήθηκαν στην τομογραφική αντιστροφή ήταν μικρότερος, εξαιτίας απωλειών που συνήθως εμφανίζονται σε ένα μέρος των δεδομένων. Για παράδειγμα, η δυσλειτουργία κάποιων σταθμών ακόμα και για μικρά χρονικά διαστήματα, μπορεί να προκαλέσει την παραγωγή μη αξιοποιήσιμων καταγραφών για



Σχήμα 3.2: Κάλυψη διαδρομών ή ακτινών, όπως προέκυψε από την επιλεγόμενη γεωμετρία του ειδικού δικτύου σεισμομέτρων στην περιοχή μελέτης. Η πυκνότητα ακτινών στη χωρική έκταση του ειδικού δικτύου είναι υψηλή, με εξαίρεση το περιφερειακό τμήμα του. Με πράσινους κύκλους απεικονίζονται οι θέσεις των σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου. Σε κάθε σταθμό του ειδικού δικτύου σημειώνεται ο χαρακτηριστικός αριθμός αναγνώρισης του. Η μαύρη διακεκομμένη γραμμή αντιστοιχεί στο επιφανειακό ίχνος της επαφής του γεωλογικού υποβάθρου με τους πρόσφατους ιζηματογενείς σχηματισμούς.

ορισμένα ζεύγη σταθμών. Όλες οι διαθέσιμες ακτίνες για την περιοχή μελέτης παρουσιάζονται στο Σχήμα 3.2. Από το σχήμα παρατηρούμε ότι η πυκνότητα των ακτινών στη χωρική έκταση που καλύπτει το ειδικό δίκτυο είναι υψηλή, με εξαίρεση στο περιφερειακό του τμήμα, όπως είναι αναμενόμενο.

3.2 Κατασκευή Τομογραφικού Πλέγματος

Το δεύτερο βασικό βήμα στη διαδικασία εφαρμογής της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου του υπεδάφους σε μία περιοχή, αντιστοιχεί στην κατασκευή ενός κατάλληλου *τομογραφικού πλέγματος (Tomographic Grid)*. Η αναφορά του πλέγματος σε αυτό το βήμα ως «τομογραφικό», οφείλεται στο γεγονός ότι η χρήση του είναι απαραίτητη στις τεχνικές αντιστροφής δεδομένων που ακολουθούν μία τομογραφική προσέγγιση.

Στην τομογραφική αντιστροφή δεδομένων εδαφικού θορύβου συλλέγονται παρατηρήσεις χρόνων διαδρομής επιφανειακών κυμάτων κατά

μήκος όλων των διαθέσιμων ακτινών του εγκατεστημένου ειδικού δικτύου σεισμομέτρων (Σχήμα 3.2). Το σύνολο των ακτινών του ειδικού δικτύου καλύπτει το μεγαλύτερο ποσοστό της χωρικής έκτασης της περιοχής μελέτης και οι ιδιότητες των επιφανειακών κυμάτων επηρεάζονται από τη γεωφυσική δομή των ανώτερων στρωμάτων του υπεδάφους που διαπερνούν κατά τη διάδοση τους. Η εκμετάλλευση των πληροφοριών που περιέχουν τα παρατηρούμενα δεδομένα οδηγεί στην ανάκτηση της χωρικής κατανομής της ταχύτητας ομάδας (Group Velocity) ή ταχύτητα φάσης (Phase Velocity) των επιφανειακών κυμάτων και την παραγωγή τομογραφικών εικόνων ή οριζόντιων τομών της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους σε ορισμένες τιμές της συχνότητας. Έτσι, είναι δυνατή η αναγνώριση περιοχών που εμφανίζουν διαταραγές (Perturbations) ή ανωμαλίες (Anomalies) ταχύτητας στη διάδοση των επιφανειακών κυμάτων σε σχέση με ένα μονοδιάστατο (1D) μοντέλο αναφοράς. Οι απότομες μεταβολές της ταχύτητας αναδεικνύουν τοπικές διαφοροποιήσεις του υπεδάφους που πιθανόν συνδέονται με γεωλογικές δομές ενδιαφέροντος.

Η παραπάνω τομογραφική προσέγγιση αντιστροφής δεδομένων είναι εφικτή μόνο με την προϋπόθεση ότι μπορούμε να αναπαραστήσουμε το σύνολο των διαθέσιμων παρατηρήσεων και της δομής του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης με διακριτό και πεπερασμένο τρόπο. Γενικά, η διακριτή μορφή των πληροφοριών επιτρέπει την καλύτερη τοπική απεικόνιση της χωρικής μεταβολής των γεωφυσικών δεδομένων, οδηγώντας στον προσδιορισμό της χωρικής κατανομής φυσικών μεγεθών (όπως η ταχύτητα ομάδας των επιφανειακών κυμάτων), και ως εκ τούτου, στην εκτίμηση της γεωφυσικής δομής.

Η απεικόνιση της δομής του υπεδάφους πραγματοποιείται με τη χρήση κατάλληλων εδαφικών μοντέλων (Ground Models) ή εδαφικών προσομοιωμάτων. Με τα εδαφικά μοντέλα γίνεται προσπάθεια προσέγγισης της πολύπλοκης γεωφυσικής πραγματικότητας με ένα απλουστευμένο, αλλά συγχρόνως ρεαλιστικό τρόπο. Η δημιουργία τους στηρίζεται συνήθως σε κάποια παραμετροποίηση (Parameterization) της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους. Η παραμετροποίηση αυτή περιλαμβάνει τον καθορισμό ενός συνόλου διακριτών παραμέτρων ή απλών συναρτήσεων με πεπερασμένο αριθμό μεταβλητών, που ονομάζονται παράμετροι του μοντέλου αντιστοιχούν σε φυσικές ποσότητες, οι οποίες θεωρούμε ότι περιγράφουν επαρκώς το υπό μελέτη φυσικό σύστημα ή τη φυσική διεργασία. Αξίζει να σημειωθεί ότι η προσθήκη μεγάλου αριθμού

Εφαρμογή της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου στην περιοχή μελέτης

παραμέτρων ή η εισαγωγή σύνθετων συναρτήσεων στη δημιουργία των εδαφικών μοντέλων μπορεί να βελτιώσει την προσέγγιση της πραγματικής δομής. Παρόλα αυτά, η χρήση τέτοιων μοντέλων είναι πιθανό να προκαλέσει σημαντικά υπολογιστικά προβλήματα στον προσδιορισμό της γεωφυσικής δομής. Επιπλέον, οι μεταβολές των αποτελεσμάτων σε αρκετές περιπτώσεις είναι ανεπαίσθητες. Συνεπώς, η δημιουργία των εδαφικών μοντέλων βασίζεται στην αναζήτηση της "ισορροπίας" μεταξύ του βαθμού της πολυπλοκότητας τους και στους περιορισμούς τους στην εκτίμηση της γεωφυσικής δομής. Πρέπει πάντα να λαμβάνεται υπόψη ότι ακόμη και σύνθετα εδαφικά μοντέλα παραμένουν απλοποιημένα σε σχέση με την πραγματική γεωλογική δομή και τις αντίστοιχες γεωλογικές, γεωτεχνικές και γεωφυσικές συνθήκες.

Ένας από τους πιο συνηθισμένους τρόπους παραμετροποίησης της δομής του υπεδάφους για εφαρμογές τομογραφικών μεθόδων αντιστροφής δεδομένων και την εκτίμηση της 2D και 3D γεωφυσικής δομής είναι η κατασκευή ενός τομογραφικού πλέγματος. Σε ένα τομογραφικό πλέγμα ο χώρος στην περιοχή μελέτης διαιρείται σε ένα σύνολο διακριτών υπόπεριοχών μικρότερων διαστάσεων. Κάθε υπό-περιοχή του τομογραφικού πλέγματος ονομάζεται κελί (Cell) και θεωρούμε ότι τα γεωφυσικά χαρακτηριστικά του υπεδάφους δεν μεταβάλλονται μέσα σε αυτό (σταθερή τιμή της V_s, της πυκνότητας, κτλ.). Πολύ συχνά, για τη διαίρεση της περιοχή μελέτης δεν χρησιμοποιούνται κελιά, αλλά ένα σύνολο σημείων ή κόμβων (Nodes), όπου το κάθε ένα χαρακτηρίζεται από συγκεκριμένες ιδιότητες. Η συνύπαρξη κελιών και κόμβων στην κατασκευή του τομογραφικού πλέγματος είναι εφικτή, με τις θέσεις των κόμβων να τοποθετούνται συνήθως στο βαρύκεντρο (κέντρο βάρους) κάθε κελιού ή στις κορυφές του, όταν η μορφή του είναι πολυγωνική.

Η γεωμετρία των κελιών στην περίπτωση του 2D τομογραφικού πλέγματος για τη μελέτη της γεωφυσικής δομής κατά μήκος μίας οριζόντιας ή κατακόρυφης τομής του υπεδάφους, καθορίζεται με τη χρήση νοητών ευθύγραμμων τμημάτων ή καμπύλων γραμμών. Αντίθετα, για τη μελέτη της 3D γεωφυσικής δομής και τη δημιουργία 3D εδαφικών μοντέλων, η γεωμετρία των κελιών του τομογραφικού πλέγματος καθορίζεται από τη χρήση νοητών επιφανειών που περικλείουν ένα συγκεκριμένο όγκο του υπεδάφους. Σημειώνεται ότι δεν υπάρχει κάποιος περιορισμός στην επιλογή του αριθμού, της διεύθυνσης ή της καμπυλότητας των ευθύγραμμων τμημάτων, των γραμμών ή επιφανειών που χρησιμοποιούνται στην κατασκευή του τομογραφικού πλέγματος. Συνεπώς, η γεωμετρία των κελιών είναι δυνατό να παρουσιάζει μεγάλη ποικιλομορφία και προσαρμόζεται ανάλογα με τις απαιτήσεις κάθε εφαρμογής.

Ο πιο απλός τρόπος κατασκευής του τομογραφικού πλέγματος σε δύο διαστάσεις πραγματοποιείται με τη χρήση δύο ομάδων παράλληλων ευθύγραμμων τμημάτων, οι οποίες τέμνονται κάθετα μεταξύ τους. Ειδικότερα, όταν η απόσταση μεταξύ των διαδοχικών ευθύγραμμων τμημάτων παραμένει σταθερή και στις δύο διευθύνσεις, η γεωμετρία των κελιών που προκύπτει είναι τετραγωνική. Στην περίπτωση που η απόσταση μεταξύ των ευθύγραμμων τμημάτων μεταβάλλεται, τα κελιά χαρακτηρίζονται από ορθογώνια γεωμετρία. Αντίστοιχα, σε τρεις διαστάσεις, μπορούν να χρησιμοποιηθούν τρεις ομάδες επιπέδων που τέμνονται κάθετα μεταξύ τους. Με αυτό τον τρόπο, τα κελιά του τομογραφικού πλέγματος μπορούν να έχουν κυβικό σχήμα ή σχήμα ορθογωνίου παραλληλεπίπεδου. Ένας τρόπος κατασκευής 3D τομογραφικών πλεγμάτων που παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον, διατηρώντας συγχρόνως απλή γεωμετρία, περιλαμβάνει δύο διαβαθμίσεις στην απόσταση μεταξύ των επίπεδων επιφανειών που το σχηματίζουν (Moczo et al. 2000). Για παράδειγμα, η αναπαράσταση των ιζηματογενών σχηματισμών του υπεδάφους επιφανειακών απαιτεί μεγαλύτερη λεπτομέρεια, σε αντίθεση με το γεωλογικό υπόβαθρο. Έτσι, κατασκευάζεται ένα κλιμακωτό πλέγμα (Staggered Grid) όπου στο ανώτερο τμήμα του οι αποστάσεις μεταξύ των επιπέδων είναι μικρότερες σε σχέση με το κατώτερο του.

Η διακριτική ικανότητα της τομογραφικής μεθόδου αντιστροφής των δεδομένων στον εντοπισμό τοπικών διαφοροποιήσεων στη γεωφυσική δομή, εξαρτάται κυρίως από το μέγεθος των κελιών του τομογραφικού πλέγματος και από την πυκνότητα των διαθέσιμων ακτινών σε κάθε κελί. Συγκεκριμένα, όσο μικρότερο είναι το μέγεθος των κελιών, τόσο ακριβέστερη είναι και η προσέγγιση της φυσικής πραγματικότητας. Όμως, η μείωση του μεγέθους τους συνεπάγεται με αύξηση των παραμέτρων του εδαφικού μοντέλου, που οδηγεί σε χρονοβόρες διαδικασίες υπολογισμών, χωρίς συχνά ουσιαστική βελτίωση στην ακρίβεια περιγραφής και εκτίμησης της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους. Επιπλέον, η μείωση του μεγέθους των κελιών του τομογραφικού πλέγματος προκαλεί την ελάττωση της πυκνότητας των ακτινών ή αντίστοιχα του αριθμού των ακτινών που τα διαπερνούν. Η ελάττωση αυτή επηρεάζει το πλήθος των διαθέσιμων πληροφοριών σε κάθε κελί και κατά επέκταση στην αξιοπιστία ανάκτησης της ταχύτητας των επιφανειακών κυμάτων. Για αυτό το



Σχήμα 3.3: Κατασκευή του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης. Ο χώρος διαιρείται σε ένα σύνολο κελιών (λευκά τετράγωνα) ή κόμβων (κόκκινοι κύκλοι). Το μήκος της πλευράς κάθε κελιού, καθώς και η απόσταση μεταξύ κάθε διαδοχικού κόμβου σε διεύθυνση Α-Δ και Β-Ν είναι 100m. Όλα τα αποτελέσματα της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου του υπεδάφους απεικονίζονται στις θέσεις των κόμβων και εκτείνονται χωρικά στα αντίστοιχα κελιά. Η μαύρη διακεκομμένη γραμμή αντιστοιχεί στο επιφανειακό ίχνος της επαφής του γεωλογικού υποβάθρου με τους πρόσφατους ιζηματογενείς σχηματισμούς.

λόγο, η επιλογή του μεγέθους των κελιών του τομογραφικού πλέγματος σε μία περιοχή σχετίζεται άμεσα με τη χωρική κλίμακα των χαρακτηριστικών της δομής που επιθυμούμε να εντοπίσουμε, καθώς και από τους διαθέσιμους σταθμούς του εγκατεστημένου ειδικού δικτύου που καθορίζουν την πυκνότητα των ακτινών στην περιοχή μελέτης. Ένας εναλλακτικός τρόπος κατασκευής του τομογραφικού πλέγματος (Hansen et al. 2014), όπου το μέγεθος κάθε κελιού δεν παραμένει σταθερό, αλλά μεταβάλλεται ανάλογα με τον αριθμό των ακτινών που το διαπερνούν, αποτελεί το πλέγμα προσαρμογής (Adaptive Grid).

Για την πλήρη κάλυψη της περιοχής μελέτης, καθώς και τη βέλτιστη εκμετάλλευση της πυκνότητας των ακτινών του ειδικού δικτύου για την επίτευξη των βασικών στόχων εφαρμογής της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου του υπεδάφους, το τομογραφικό πλέγμα που κατασκευάστηκε περιλαμβάνει ένα σύνολο 57 τετραγωνικών κελιών με μήκος πλευράς 100m (Σχήμα 3.3). Το γενικό σχήμα του τομογραφικού πλέγματος παρουσιάζει μία υπό-κυκλική μορφή, εξαιτίας της παρόμοιας γεωμετρίας του ειδικού δικτύου. Η διαμόρφωση του συγκεκριμένου σχήματος οφείλεται στην απόρριψη ορισμένων κελιών σε περιφερειακές θέσεις, όπου καμία ακτίνα του ειδικού δικτύου δεν τα διαπερνούσε. Επιπλέον, για την ευκολότερη χωρική αναφορά της θέσης κάθε κελιού στην περιοχή μελέτης, χρησιμοποιήθηκε το αντίστοιχο σύνολο των κόμβων τους, το οποίο τοποθετήθηκε στο βαρύκεντρο του σχήματος τους.

Το τομογραφικό πλέγμα που κατασκευάστηκε αποτελεί τη βάση για την πραγματοποίηση των υπολογισμών και την απεικόνιση των αποτελεσμάτων της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου που εφαρμόστηκε στην περιοχή μελέτης. Σημειώνεται ότι εκτός από την ταχύτητα ομάδας των επιφανειακών κυμάτων που προκύπτει από την τομογραφία, το τομογραφικό πλέγμα χρησιμοποιείται και για την εξαγωγή πρόσθετων πληροφορίων, όπως οι τοπικές καμπύλες σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων, οι φασματικοί λόγοι της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα καταγραφών εδαφικού θορύβου, καθώς και τα βάθη των επιφανειών

3.3 Συλλογή Δεδομένων Εδαφικού Θορύβου

Η συλλογή των δεδομένων εδαφικού θορύβου πραγματοποιήθηκε σε κάθε θέση σταθμού του ειδικού δικτύου σεισμομέτρων στην περιοχή μελέτης, με τη χρήση σεισμομέτρων (αισθητήρων) τριών συνιστωσών, υψηλής ευαισθησίας (High Resolution) και ευρέος φάσματος (Broadband). Συνολικά, χρησιμοποιήθηκαν τέσσερις διαφορετικοί συνδυασμοί αισθητήρων (Sensors) και ψηφιοποιητών (Digitizers) για την καταγραφή και αποθήκευση των δεδομένων της εδαφικής κίνησης. Πιο αναλυτικά, ο αισθητήρας Güralp CMG-40Τ χρησιμοποιήθηκε σε σύζευξη με δύο διαφορετικά είδη ψηφιοποιητών, τον Reftek 72-A και τον Reftek 130-01, αντίστοιχα. Επιπλέον, στους σταθμούς του εξωτερικού κύκλου του ειδικού δικτύου εγκαταστάθηκε το ενοποιημένο σύστημα αισθητήρα-ψηφιοποιητή Güralp CMG-6TD. Τέλος, σε ορισμένες θέσεις χρησιμοποιήθηκαν αισθητήρες της Nanometrics, τύπου Trillium Vault 120, σε συνδυασμό με ψηφιοποιητή Taurus. Σημειώνεται ότι όλοι οι αισθητήρες των σταθμών που εγκαταστάθηκαν στο ειδικό δίκτυο στην περιοχή μελέτης ήταν ταχυτητόμετρα (Velocimeters), ενώ οι ψηφιοποιητές ήταν ανάλυσης 24-bit.

"OE

ωρας

Πίνακας 3.1: Χρονικό διάστημα λειτουργίας και συλλογής δεδομένων εδαφικού θορύβου για τους σταθμούς του εγκατεστημένου ειδικού δικτύου σεισμομέτρων στην περιοχή μελέτης. Συγχρόνως, αναγράφεται ο ημερήσιος αριθμός διαθέσιμων σταθμών, καθώς και ο αντίστοιχος αριθμός των πιθανών ακτινών.

1511

Τ/

	S	10																				1	1															2	+
February 2013	S	6																				1	1															7	
	ч	8																				1	>															2	,
	T	7																				>	>			>											,	m	m
	Ν	9																					>			>											,	2	
	Т	5													>							>	>			>											Ī	4	9
	Σ	4									>		>		>	>						>	>			>											,	~	2
	S	з							>		>		>		>	>		>				>	>			>	>	1								>	ļ	12	99
	S	2							>		>		>		>	>		>				>	>			>	>	>								>	ļ	12	99
	ч	1							>		>		>		>	>		>	Γ			>	>			>	>	>								>	ļ	12	99
January 2013	Т	31		1	>				>	Γ	>	>	>	~	>	>		>		>		>	>	>	>	>	>	>					>	1	1	>	2	22	231
	Ν	30		>	>	>	>	>	>		>	>	Γ	>	>	>	>	>		>		~	>	>	>	>	>	>	>	1	1	1	>	>	~	>	÷	29	406
	Т	29	1	>	>	>	>	>	>		>	>		>	>	>	>	>		>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	;	31	465
	Σ	28	^		>	>	>	>	>		>	>		>	>	>		>	>	>	>	~	>	>	>	>	>	>	>	~	~	1	>	>	~	>	ŝ	30	435
	S	27			>	>	>	>	>		>	>		>	>	>		>	>	>		~	>	>	>	>	>	>	>	~	1	1	>	>	~	>	÷	28	378
	S	26			>	>	>	>	>		>	>		>	>	>		>		>		>	>	>	>	>	>	>	>	1	1	1	>	>	1	>	;	27	351
	н	25			>	>	>	>			>			>	>	>		>	Γ	>		1	>		>	>	>	>	>	1	1	1	>	>	1	>	;	24	276
	Т	24					>	>		>	>			>	>	>		>		>		1	>		>	>	>	>	>	1	1	1	>	>	1	>		23	253
	Ν	23					>	>		>	>			>	>	>		>		>		1	>		>		>	1	>	1	1	1	>	>	1	>	, ee	22	231
	Т	22					>			>	>			>	>			>		>		>	>		>		>	>	>	1	1	1	>	>	1	>	;	20	190
	Σ	21					>		>	>	>				>			>		>		1	>		>		>	1	>	1	1	1	>	>	1	>	e e	20	190
	S	20					>		>	>	>				>			>		>		1	>		>		>	>	>	1	1	1	>	>	1	>	2	20	190
	S	19					>			>	>				>			>		>		1	>		>				>	1	1	1	>	>	1	>	;	17	136
	F	18					>			>	>				>			>		>		1	^		>			1	>	1	1	1	>	>	1	>	ļ	18	153
	Т	17					>			>	>							>		>		1	>		>			>	>	1	1	1	>	>	1	>	;	17	136
	Ν	16					>			>	>							>		>		1	>						>	1	1	1	>	>	1	>	;	15	105
	Т	15					>			>	>				>			>		>		1	1						>		1	1	>	~	1	>	ļ	15	105
	Σ	14					>				>				>					>			>					>	>		>	>	>	>	>	>	;	13	78
	S	13				Γ	>				>								Γ	>			>					>	>		>	>	>	>	>	>	ļ	12	99
	S	12					>				>									>			>					>	>		>	>	>	>	>	>	;	12	66
	F	11									>									>			>					>					>	>	>	>		∞	28
	F	10																					>					>					>	>	>			ŝ	10
	Ν	6																																					
Days		2	æ	7	9	19	8	11	10	25	9	ъ	10	21	13	2	20	2	21	2	26	32	9	15	15	15	22	19	15	19	19	22	22	22	24		of Stations:	stical Paths:	
Stations		1	2	m	4	5	9	7	∞	6	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34		Sum	Theore	

Η καταγραφή του εδαφικού θορύβου σε κάθε σταθμό του ειδικού δικτύου ήταν συνεχόμενη σε όλη τη χρονική διάρκεια εφαρμογής της τομογραφικής μεθόδου στην περιοχή μελέτης. Η συχνότητα δειγματοληψίας (Sampling Rate) των δεδομένων ορίστηκε στα 200Hz, ώστε να είναι δυνατή η αναπαράσταση της εδαφικής κίνησης με υψηλή λεπτομέρεια, καθώς και η ανάκτηση πληροφοριών σε ευρύ φάσμα συχνοτήτων. Ωστόσο, για τη συλλογή δεδομένων εδαφικού θορύβου είναι δυνατή η χρήση και μικρότερης τιμής της συχνότητας δειγματοληψίας (π.χ. 100Hz), διότι δεν είναι συνηθισμένη η ύπαρξη πηγών εδαφικού θορύβου που υπερβαίνουν τα 50Hz. Το χρονικό διάστημα καταγραφής του εδαφικού θορύβου κυμαινόταν από μερικές μέρες έως ένα μήνα, με την πλειονότητα των σταθμών του ειδικού δικτύου να διαθέτουν δεδομένα για περισσότερες από 15 ημέρες. Πληροφορίες σχετικά με το διάστημα λειτουργίας και συλλογής δεδομένων του κάθε σταθμού του ειδικού δικτύου παρουσιάζονται συγκεντρωτικά στον Πίνακα 3.1.

Η διαχείριση αυτού του μεγάλου όγκου δεδομένων εδαφικού θορύβου πραγματοποιήθηκε με τη δημιουργία μίας κατάλληλης βάσης δεδομένων. Συγκεκριμένα, οι καταγραφές εδαφικού θορύβου σε κάθε σταθμό του ειδικού δικτύου διαχωρίστηκαν σε μικρότερα τμήματα, τα οποία αντιστοιχούσαν σε χρονική διάρκεια μίας ημέρας. Συγχρόνως, πραγματοποιήθηκε προετοιμασία πριν την επεξεργασία τους (Data *Pre-Processing*) των δεδομένων ακολουθώντας τη διαδικασία που προτάθηκε από τους Bensen et al. (2007). Αυτή η διαδικασία περιλάμβανε διόρθωση για την απόκριση του αισθητήρα (Instrument Response) για κάθε καταγραφή εδαφικού θορύβου. Η διόρθωση ήταν απαραίτητη, εφόσον χρησιμοποιήθηκαν διαφορετικά είδη αισθητήρων στη συλλογή δεδομένων. Στη συνέχεια εφαρμόστηκαν κατάλληλα φίλτρα στις καταγραφές, έτσι ώστε να αποκτήσουν ομοιογένεια και να ελαττωθεί η επιρροή σημάτων χαμηλών, καθώς και πολύ υψηλών συχνοτήτων που διαδίδονται στην περιοχή του ειδικού δικτύου. Το πιο σημαντικό στάδιο στην προετοιμασία των δεδομένων ήταν η χρονική κανονικοποίηση (Time-Domain Normalization) τους. Με τη χρονική κανονικοποίηση των καταγραφών εδαφικού θορύβου επιτυγχάνεται η καταστολή της επίδρασης των ελαστικών κυμάτων που οφείλονται σε σημαντικά σεισμικά γεγονότα, καθώς και στη δράση ανεπιθύμητων ανθρωπογενών πηγών θορύβου εγγύς των σταθμών του ειδικού δικτύου. Τέλος, η φασματική κανονικοποίηση (Spectral Normalization) χρησιμοποιήθηκε για την απομάκρυνση μονοχρωματικών πηγών, οι οποίες εμφανίζονται συχνά στο φάσμα του εδαφικού θορύβου.

3.4 Επεξεργασία των Δεδομένων Εδαφικού Θορύβου

Η επεξεργασία των δεδομένων εδαφικού θορύβου στην περιοχή μελέτης ομαδοποιήθηκε σε έξι φάσεις. Αρχικά, πραγματοποιήθηκε διασυσχέτιση (Cross-Correlation) στις κατακόρυφες συνιστώσες των καταγραφών εδαφικού θορύβου για κάθε ζεύγος σταθμών του ειδικού δικτύου σεισμομέτρων, με τη σύγχρονη παραγωγή των αντίστοιχων καμπύλων διασυσγέτισης (Cross-Correlation Traces ή CCT). Ο ρόλος των καμπύλων διασυσχέτισης στην εξέλιξη και στην αποτελεσματικότητα της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου είναι καθοριστικός, με άμεση επίπτωση στον τελικό της στόχο, που είναι η εκτίμηση της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους. Για αυτό το λόγο, η δεύτερη φάση επεξεργασίας των δεδομένων επικεντρώθηκε στον προσδιορισμό της αξιοπιστίας καμπύλων διασυσχέτισης. των Η παράμετρος пου χρησιμοποιήθηκε για την ποσοτική έκφραση της αξιοπιστίας αυτών των καμπύλων ήταν ο λόγος του σήματος προς θόρυβο (Signal to Noise Ratio ή SNR). Αξιόπιστες θεωρήθηκαν οι καμπύλες διασυσχέτισης για τις οποίες ο SNR υπερέβαινε μία προκαθορισμένη τιμή (> 3). Όσες καμπύλες διασυσχέτισης ικανοποιούσαν το συγκεκριμένο ποσοτικό κριτήριο επιλέχθηκαν για την επόμενη φάση επεξεργασίας που αποτέλεσε η ανάλυση πολλαπλών φίλτρων (Multiple Filter Analysis ή MFA). Σε αυτή την τρίτη κατά σειρά φάση επεξεργασίας των δεδομένων, εφαρμόστηκε ένα σύνολο κατάλληλων φίλτρων ζώνης (Band-Pass) σε κάθε καμπύλη διασυσχέτισης. Με αυτό τον τρόπο, ήταν δυνατή η μελέτη της μεταβολής της ενέργειας των επιφανειακών κυμάτων σε συνάρτηση με τη συχνότητα για όλες τις διαθέσιμες ακτίνες του ειδικού δικτύου σεισμομέτρων.

Η αξιοποίηση των αποτελεσμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση πολλαπλών φίλτρων στις καμπύλες διασυσχέτισης υλοποιήθηκε στην τέταρτη φάση επεξεργασίας των δεδομένων. Ειδικότερα, κατασκευάστηκε η καμπύλη σκέδασης της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* για κάθε ακτίνα του ειδικού δικτύου, από την ανίχνευση της μέγιστης ενέργειας διάδοσης τους σε κάθε τιμή της συχνότητας. Η πέμπτη και η έκτη φάση επεξεργασίας των δεδομένων δεν είναι υποχρεωτικές ή απαραίτητες για την ολοκλήρωση της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου του υπεδάφους σε μία περιοχή. Επομένως, οι δύο αυτές φάσεις θα μπορούσαν να παραληφθούν, γεγονός που είναι πολύ συχνά κοινό στις περισσότερες περιπτώσεις εφαρμογής της μεθόδου. Παρόλα αυτά, παρέχουν πολύ σημαντικές πρόσθετες πληροφορίες για τη γεωφυσική δομή του υπεδάφους και συμπεριλήφθηκαν

στην παρούσα διδακτορική διατριβή. Συγκεκριμένα, η πέμπτη φάση επεξεργασίας των δεδομένων σχετίζεται με τον υπολογισμό της ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, ενώ η έκτη φάση με τον υπολογισμό του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (Horizontal to Vertical Spectral Ratio ή HVSR) καταγραφών εδαφικού θορύβου.

Στις παρακάτω υπό-παραγράφους περιγράφεται αναλυτικά η κάθε φάση επεξεργασίας των δεδομένων και παρουσιάζονται ενδεικτικά αποτελέσματα για συγκεκριμένα ζεύγη σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου του ειδικού δικτύου σεισμομέτρων στην περιοχή μελέτης.

3.4.1 Διασυσχέτιση καταγραφών εδαφικού θορύβου

Η διασυσχέτιση (Cross-Correlation) των καταγραφών εδαφικού θορύβου αποτελεί μία από τις σημαντικότερες φάσεις επεξεργασίας των δεδομένων στη διαδικασία εφαρμογής της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης. Σε αυτή τη φάση, τα δεδομένα της εδαφικής κίνησης που συλλέγονται σε κάθε σταθμό του ειδικού δικτύου σεισμομέτρων μετατρέπονται σε χρήσιμες πληροφορίες με άμεση επιρροή στην εκτίμηση της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους.

Η διασυσχέτιση είναι μία μαθηματική τεχνική επεξεργασίας σημάτων με κύριο προσανατολισμό στην εύρεση του βαθμού ομοιότητας μεταξύ δύο καταγραφών. Μία από τις πιο συνηθισμένες εφαρμογές της διασυσχέτισης στις σεισμικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπισης, καθώς και στη σεισμολογία, είναι ο υπολογισμός της διαφοράς του χρόνου άφιξης των ελαστικών κυμάτων που διαδίδονται μεταξύ δύο θέσεων, με την αναγνώριση του κοινού ("όμοιου") τμήματος στις αντίστοιχες καταγραφές της εδαφικής κίνησης.

Στις ιδιότητες της διασυσχέτισης στηρίζεται η θεωρία της συμβολομετρίας (Interferometry), από την οποία προκύπτει το θεωρητικό υπόβαθρο για την κατανόηση της σύνδεσης των μετρήσεων εδαφικού θορύβου με πληροφορίες για τη γεωφυσική δομή του υπεδάφους. Γενικά, ο όρος «συμβολομετρία» αναφέρεται στη μελέτη των φαινομένων που παρατηρούνται στις καταγραφές ενός σήματος σε δύο διαφορετικές θέσεις (δέκτες), καθώς και στην ανάκτηση πληροφοριών από τις διαφορές στη μορφή τους (Curtis et al. 2006). Ειδικότερα, στην περίπτωση που το σήμα μελετά τη διάδοση ελαστικών κυμάτων, η παραπάνω θεωρία ονομάζεται σεισμική συμβολομετρία (Seismic Interferometry). Η προέλευση των ελαστικών αυτών κυμάτων μπορεί να συνδέεται με τη δράση πηγών εδαφικού θορύβου, με τη γένεση σεισμών, με

τεχνητές πηγές ενεργητικών γεωφυσικών μεθόδων ή ακόμα και με συνθετικές καταγραφές που προκύπτουν από αριθμητική προσομοίωση της κυματικής διάδοσης.

Οι βάσεις της θεωρίας της σεισμικής συμβολομετρίας αναπτύχθηκαν κατά τη διάρκεια των προηγούμενων δεκαετιών (Aki 1957, Claerbout 1968, Cox 1973), διαμορφώνοντας το πλαίσιο πάνω στο οποίο εδραιώθηκε η εξέλιξη της για όλες τις σύγχρονες εφαρμογές των σεισμικών μεθόδων προσδιορισμού της εδαφικής δομής. Η συνεισφορά της στη βελτίωση του τρόπου αντίληψης και αντιμετώπισης του εδαφικού θορύβου από τη διεθνή επιστημονική κοινότητα είναι ουσιαστική, επιτρέποντας την εκμετάλλευση του τμήματος των σημάτων που συνήθως απορρίπτεται στη συμβατική επεξεργασία τους. Η εκτεταμένη και αποτελεσματική χρήση του εδαφικού θορύβου σε πλήθος πρόσφατων εφαρμογών σε διαφορετικά γεωλογικά περιβάλλοντα και χωρικές κλίμακες άνοιξε νέες προοπτικές στις παθητικές γεωφυσικές μεθόδους απεικόνισης της 2D και 3D δομής του υπεδάφους.

Σύμφωνα με τη θεωρία της σεισμικής συμβολομετρίας, η διασυσχέτιση των καταγραφών εδαφικού θορύβου που συλλέχθηκαν σε δύο διαφορετικές θέσεις παρέχει τη συνάρτηση Green (Green's Function) της εδαφικής δομής μεταξύ των δύο αυτών σημείων. Γενικά, η συνάρτηση Green εκφράζει την απόκριση της εδαφικής δομής σε μία πηγή κρουστικού παλμού (Impulsive Source). Μεταφέροντας τον παραπάνω ορισμό στην περίπτωση της διασυσχέτισης καταγραφών εδαφικού θορύβου, η συνάρτηση Green ισοδυναμεί με την καταγραφή που θα παρατηρούσαμε στη θέση ενός σταθμού, αν μία πηγή ελαστικών κυμάτων ήταν τοποθετημένη στη θέση ενός άλλου. Λαμβάνοντας υπόψη ότι το κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου αποτελείται κυρίως από επιφανειακά κύματα, η διασυσχέτιση μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τη μέτρηση του χρόνου διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων μεταξύ δύο σταθμών του ειδικού δικτύου και την κατασκευή της αντίστοιχης καμπύλης σκέδασης. Επομένως, τα αποτελέσματα της διασυσχέτισης καταγραφών εδαφικού θορύβου επηρεάζονται άμεσα από τη δομή του υπεδάφους και οδηγούν σε συμπεράσματα σχετικά με τη διάδοση και την ταχύτητα των επιφανειακών κυμάτων στην περιοχή μελέτης. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον εντοπίζεται στο γεγονός ότι τα συγκεκριμένα συμπεράσματα προκύπτουν χωρίς να είναι απαραίτητη η χρήση ενεργητικών γεωφυσικών μεθόδων ή η συλλογή δεδομένων εδαφικής κίνησης από τη γένεση σεισμών. Αντίθετα, εκμεταλλευόμαστε τον εδαφικό θόρυβο, μία σταθερή πηγή ελαστικών κυμάτων στο χρόνο, με συνεχόμενη αναπαραγωγή

στην επιφάνεια της Γης και πρακτικά άμεσα διαθέσιμη σε οποιαδήποτε θέση.

Η υπόθεση της κατασκευής της συνάρτησης Green από τη διασυσχέτιση καταγραφών εδαφικού θορύβου ισχύει υπό την βασική προϋπόθεση ότι το κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου πρέπει να παρουσιάζει χαρακτηριστικά διάχυσης (Diffuse Wavefield). Για να συμβαίνει αυτό, αρκεί να ικανοποιούνται τρεις περιορισμοί (Mulargia 2012):

Α) Η χωρική και χρονική δράση των πηγών του εδαφικού θορύβου να ακολουθεί τυχαία κατανομή στην ευρύτερη περιοχή μελέτης.

B) Η αζιμουθιακή κατανομή του εισερχόμενου κυματικού πεδίου στις θέσεις των σταθμών καταγραφής να κυμαίνεται μέσα σε ένα ευρύ φάσμα διευθύνσεων με παρόμοια ένταση, ώστε να προσεγγίζει μία όσο το δυνατόν ισότροπη ακτινοβολία.

Γ) Τα πλάτη της εδαφικής κίνησης να είναι μη συσχετιζόμενα (Uncorrelated) μεταξύ τους με μικρή διακύμανση των τιμών τους. Το γεγονός αυτό εξασφαλίζει εξισορροπημένη ή χωρικά ομοιογενή (Spatially Homogeneous) μεταβολή της ενέργειας του κυματικού πεδίου στην τοπική κλίμακα που καλύπτει το ειδικό δίκτυο.

Σε πραγματικές γεωλογικές συνθήκες, κάποιοι από τους παραπάνω περιορισμούς είναι εξαιρετικά δύσκολο να ισχύουν. Αυτό συμβαίνει γιατί τα επιφανειακά στρώματα του φλοιού της Γης δεν είναι ομογενή και ισότροπα, αλλά ούτε και η κατανομή της ταχύτητας των ελαστικών κυμάτων με το βάθος είναι ομοιόμορφη. Επιπρόσθετα, έχει παρατηρηθεί ότι η χωρική κατανομή των πηγών εδαφικού θορύβου δεν είναι πάντα τυχαία, αλλά είναι πιθανό να παρουσιάζει έντονη συγκέντρωση σε συγκεκριμένες διευθύνσεις (Stehly et al. 2006, Yang & Ritzwoller 2008). Αυτές οι συνθήκες προκαλούν ανισότροπη αζιμουθιακή κατανομή των πηγών εδαφικού θορύβου, καθώς και ανομοιογένεια στη χωρική μεταβολή της ενέργειας του κυματικού τους πεδίου. Επομένως, η αφαίρεση των χαρακτηριστικών διάχυσης στο κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου, δημιουργεί αμφιβολίες σχετικά με τη χρήση του σε πρακτικές εφαρμογές για τον υπολογισμό της συνάρτησης *Green* και την εκτίμηση της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους.

Παρόλα αυτά, ακόμα και σε ανομοιογενές μέσο διάδοσης, το κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου αποκτά χαρακτηριστικά διάχυσης αν χρησιμοποιηθεί η μέση στάθμη των καταγραφών για επαρκές χρονικό διάστημα (Shapiro et al. 2005, Pilz & Parolai 2014). Η χρήση της μέσης στάθμης ομαλοποιεί την ενέργεια των επιφανειακών κυμάτων που προσπίπτουν στη θέση του ειδικού δικτύου, αφού με αυτό τον τρόπο αποβάλλεται η επιρροή ανεπιθύμητων τοπικών πηγών υψηλής ενέργειας στο κοντινό πεδίο. Το φαινόμενο της διάχυσης του εδαφικού θορύβου ενισχύεται με την περίθλαση (Scattering) των ελαστικών κυμάτων σε ασυνέχειες της δομής του υπεδάφους (Shapiro et al. 2005). Η περίθλαση προκαλεί εκτροπή της διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων σε διάφορες διευθύνσεις, συμβάλλοντας στη μετατροπή της χωρικής μεταβολής της ενέργειας και ακτινοβολίας του κυματικού πεδίου του εδαφικού θορύβου σε πρακτικά τυχαία κατανομή στην περιοχή μελέτης.

Τις τελευταίες δεκαετίες, αρκετές εργασίες επικεντρώθηκαν στην πειραματική μελέτη της διασυσχέτισης διαφορετικών ειδών σημάτων που προέρχονται από τη διάδοση κυματικών πεδίων με χαρακτηριστικά διάχυσης. Οι εργασίες αυτές αφορούν κυρίως τους κλάδους της ήλιο-σεισμολογίας (Duvall et al. 1993, Rickett & Claerbout 1999), της σεισμολογίας (Campillo & Paul 2003, Shapiro & Campillo 2004), της ωκεανογραφίας (Roux et al. 2004, Sabra et al. 2005), καθώς και της διάδοσης υπερήχων μέσα σε εργαστηριακά δείγματα υλικών (Lobkis & Weaver 2001, Derode at al. 2003, Weaver & Lobkis 2003, Larose et al. 2004, Malcom et al. 2004, Weaver & Lobkis 2004). Ou παραπάνω εργασίες απέδειξαν σε πειραματικό επίπεδο ότι είναι εφικτός ο υπολογισμός, τουλάχιστον μέρους, της συνάρτησης Green του μέσου μεταξύ δύο σημείων από τη διασυσχέτιση καταγραφών κυματικών πεδίων με χαρακτηριστικά διάχυσης. Τα συμπεράσματα και οι παρατηρήσεις των πειραματικών μελετών επιβεβαιώθηκαν και θεωρητικά. Οι θεωρητικές αποδείξεις στηρίχθηκαν στην παραδοχή της ισοκατανομής (Equipartition) της ενέργειας του κυματικού πεδίου και πραγματοποιήθηκαν με προσομοιώσεις της διάδοσης ελαστικών κυμάτων μέσα σε διαφορετικά θεωρητικά μοντέλα δομής του υπεδάφους. Η δομή των θεωρητικών αυτών μοντέλων κυμαινόταν από σχετικά απλή, όπως ενός ομοιογενούς μέσου με απόσβεση (Snieder 2004, Roux et al. 2005), έως και πιο σύνθετες μορφές, όπως 3D ανομοιογενούς ελαστικού μέσου πολλαπλών στρωμάτων με την παρουσία επιφανειών ασυνέχειας (Wapenaar et al. 2004). Επιπλέον, χρησιμοποιήθηκαν και ειδικές περιπτώσεις της εδαφικής δομής οι οποίες περιλαμβάνουν στρώματα οδηγούς ελαστικών κυμάτων (Waveguides). Αυτά τα στρώματα έχουν τη δυνατότητα να εγκλωβίζουν το μεγαλύτερο μέρος της ενέργειας τους, οπότε η διάδοση τους γίνεται σχεδόν αποκλειστικά μέσα σε αυτά (Sabra et al. 2005).

Αν θεωρήσουμε ότι η καταγραφή εδαφικού θορύβου σε ένα σταθμό του ειδικού δικτύου περιγράφεται από μία συνάρτηση *f(t)*, ενώ η καταγραφή στη θέση ενός άλλου σταθμού με τη συνάρτηση *g(t)*, τότε η συνάρτηση

διασυσχέτισης, CCF(L), των δύο καταγραφών υπολογίζεται από την παρακάτω σχέση (π.χ. Stein & Wysession 2003):

Κεφάλαιο 3°

$$CCF(L) = \lim_{T \to \infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} f(t)g(t+L)dt$$
 (3.2)

όπου η παράμετρος, L, αντιστοιχεί στο χρονικό βήμα (Lag Time) μετακίνησης της συνάρτησης g(t) σε σχέση με την f(t) που θεωρείται ακίνητη και ,T, σε μία σταθερά που καθορίζει το τμήμα ή το χρονικό παράθυρο (Time Window) των καταγραφών για το οποίο θα υπολογιστεί η CCF(L). Το συνολικό χρονικό διάστημα που καλύπτει η CCF(L) εξαρτάται από την ελάχιστη τιμή της ταχύτητας των επιφανειακών κυμάτων που επιθυμούμε να εντοπίσουμε και από τη μέγιστη απόσταση των σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου του ειδικού δικτύου. Η σταθερά T μπορεί θεωρητικά να πάρει οποιαδήποτε τιμή από 0 έως άπειρο, όμως σε πρακτικές εφαρμογές ορίζεται μία κατάλληλη τιμή, εξαιτίας του πεπερασμένου χρονικού διαστήματος των δεδομένων. Κατά συνέπεια, ο όρος 1/T αποτελεί μία κανονικοποίηση (Normalization) της CCF(L) που συχνά παραλείπεται. Όταν οι συναρτήσεις f(t) και g(t) παίρνουν διακριτές τιμές, τότε το ολοκλήρωμα της Σχέσης (3.2) μετατρέπεται στο άθροισμα:

$$CCF(L) = \frac{1}{T} \sum_{t=-T/2}^{T/2} f(t)g(t+L)$$
(3.3)

Γενικά, οι Σχέσεις (3.2) και (3.3) προσδιορίζουν ένα μέτρο ομοιότητας της συνάρτησης f(t) και ενός τμήματος της g(t), καθώς η τελευταία μετακινείται σε διαφορετικά χρονικά βήματα, L, σε σχέση με τη συνάρτηση f(t). Η ομοιότητα των συναρτήσεων f(t) και g(t) προσεγγίζει το μέγιστο δυνατό βαθμό στο χρονικό βήμα για το οποίο η CCF(L) παρουσιάζει ολικό τοπικό μέγιστο. Ειδικότερα, στην περίπτωση που οι συναρτήσεις f(t) και g(t)αντιστοιχούν σε καταγραφές εδαφικού θορύβου (ή σε καταγραφές οποιουδήποτε σήματος που οφείλεται στη διάδοση κυματικού πεδίου με χαρακτηριστικά διάχυσης), το αποτέλεσμα της CCF(L) περιγράφει τη συνάρτηση Green του μέσου διάδοσης μεταξύ των δύο σταθμών.

Η μετακίνηση της συνάρτησης g(t), σε σχέση με την f(t), πραγματοποιείται και στις δύο κατευθύνσεις του άξονα των χρόνων (xάξονας στο καρτεσιανό επίπεδο). Συνεπώς, η CCF(L) αποτελείται από δύο

τμήματα, ένα τμήμα θετικών χρονικών βημάτων που συνήθως ονομάζεται «κανονικό» (Casual), καθώς και ένα «μη-κανονικό» (Acasual) τμήμα αρνητικών χρονικών βημάτων. Τα δύο τμήματα της CCF(L) αντιστοιχούν σε επιφανειακά κύματα που διαδίδονται σε αντίθετες διευθύνσεις κατά μήκος της διαδρομής μεταξύ των σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου του ειδικού δικτύου. Για παράδειγμα, αν η άφιξη ενός επιφανειακού κύματος (ή παλμού) εντοπίζεται νωρίτερα στην καταγραφή της συνάρτησης f(t), τότε η CCF(L) θα παρουσιάζει τοπικό μέγιστο στο τμήμα των αρνητικών χρονικών βημάτων. Στην αντίθετη περίπτωση (αναγνώριση της άφιξης του επιφανειακού κύματος ή παλμού νωρίτερα στην καταγραφή της συνάρτησης g(t)), το τοπικό μέγιστο στη CCF(L) θα εμφανίζεται στο τμήμα των θετικών χρονικών βημάτων. Όταν η αζιμουθιακή κατανομή των πηγών εδαφικού θορύβου στην περιοχή μελέτης είναι ισότροπη, η γραφική παράσταση της CCF(L) στα τμήματα των θετικών και αρνητικών χρονικών βημάτων ταυτίζεται. Επομένως, η καμπύλη διασυσχέτισης χαρακτηρίζεται από αξονική συμμετρία ως προς τον y-άξονα του καρτεσιανού επιπέδου (t = 0). Όμως, στις εφαρμογές παρατηρείται ασυμμετρία περισσότερες καμπύλες στις διασυσχέτισης στα δύο τμήματα των χρονικών βημάτων με σημαντικές διαφορές στο πλάτος, καθώς και στο φασματικό περιεχόμενο τους (Bensen et al. 2007). Για αυτό το λόγο, συνήθως υπολογίζεται ο μέσος όρος της CCF(L) από τα αντίστοιχα σημεία της καμπύλης στα τμήματα των θετικών και αρνητικών χρονικών βημάτων. Έτσι, προκύπτει μία καμπύλη διασυσχέτισης που αποτελείται μόνο από θετικά χρονικά βήματα και ονομάζεται συμμετρική (Symmetrical).

Στο πλαίσιο της παρούσας διδακτορικής διατριβής υπολογίστηκαν καμπύλες διασυσχέτισης εδαφικού θορύβου για κάθε ζεύγος σταθμών (ή αντίστοιχα για κάθε ακτίνα) του εγκατεστημένου ειδικού δικτύου στην περιοχή μελέτης. Ο υπολογισμός των καμπύλων διασυσχέτισης πραγματοποιήθηκε καθημερινά σε όλη τη διάρκεια λειτουργίας του ειδικού δικτύου, σύμφωνα με το διαχωρισμό των δεδομένων σε ημερήσιες (24ωρες) καταγραφές εδαφικού θορύβου και έπειτα από την κατάλληλη προετοιμασία τους (βλέπε παράγραφο §3.3).

Αναλυτικά, οι καταγραφές εδαφικού θορύβου για κάθε ζεύγος σταθμών διαιρέθηκαν σε χρονικά παράθυρα των 90 δευτερολέπτων. Η εξαγωγή των χρονικών παραθύρων πραγματοποιήθηκε με τη χρήση ενός συνημιτονικού φίλτρου απόληξης (Cosine Taper). Η επικάλυψη (Overlap) μεταξύ διαδοχικών χρονικών παραθύρων ορίστηκε στο 50%, ώστε να εξασφαλιστεί η ανάκτηση



Σχήμα 3.4: Παράδειγμα καμπύλης διασυσχέτισης για ένα ζεύγος σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου στην περιοχή μελέτης, με αριθμούς αναγνώρισης 3 και 29, αντίστοιχα. Η ακτίνα που συνδέει τους δύο σταθμούς απεικονίζεται σε χάρτη στο πάνω μέρος του σχήματος (μαύρη γραμμή). Ενδεικτικές ημερήσιες καταγραφές εδαφικού θορύβου στις κατακόρυφες συνιστώσες για τους δύο σταθμούς, καθώς και η καμπύλη διασυσχέτισης που προκύπτει από αυτά τα δεδομένα παρουσιάζονται στο μεσαίο και κάτω μέρος του σχήματος, αντίστοιχα.



Σχήμα 3.5: Παράδειγμα σώρευσης (Stacking) καμπύλων διασυσχέτισης για το ζεύγος σταθμών του ειδικού δικτύου που παρουσιάζεται στο Σχήμα 3.4. Από το άθροισμα όλων των ημερήσιων καμπύλων διασυσχέτισης (διαγράμματα με λευκό φόντο) προκύπτει η τελική καμπύλη διασυσχέτισης (διάγραμμα με σκούρο φόντο) που χρησιμοποιήθηκε για την κατασκευή της καμπύλης σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων και τον υπολογισμό των χρόνων διαδρομής τους κατά μήκος της ακτίνας που συνδέει τους δύο σταθμούς.

πληροφοριών με μεγαλύτερη λεπτομέρεια. Η μέγιστη τιμή του χρονικού βήματος, L, για τον υπολογισμό του θετικού τμήματος της καμπύλης διασυσχέτισης ήταν 10 δευτερόλεπτα, ενώ η ελάχιστη τιμή του στο αρνητικό της τμήμα ήταν -10 δευτερόλεπτα, αντίστοιχα. Λαμβάνοντας υπόψη ότι η μέγιστη απόσταση μεταξύ των σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου του ειδικού δικτύου στην περιοχή μελέτης ήταν κατά προσέγγιση 900m, αυτή η επιλογή του χρονικού εύρους των βημάτων μπορούσε δυνητικά να χρησιμοποιηθεί για τον εντοπισμό επιφανειακών κυμάτων με ελάχιστη ταχύτητα διάδοσης κοντά στα 90m/sec. Τόσο μικρές ταχύτητες διάδοσης εμφανίζονται εξαιρετικά σπάνια σε γεωλογικούς σχηματισμούς, ακόμα και σε πολύ χαλαρά υλικά. Η διευρυμένη επιλογή των χρονικών βημάτων ήταν αναγκαία, εξαιτίας των περιορισμένων γεωτεχνικών και γεωφυσικών μετρήσεων στην περιοχή μελέτης και στην έλλειψη πληροφοριών σχετικά με τη χωρική κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των ελαστικών κυμάτων στα επιφανειακά στρώματα του υπεδάφους. Σημειώνεται ότι οι διαφορές της τάξης των μερικών δευτερολέπτων στο εύρος των χρονικών βημάτων μεταβάλλει ελάχιστα τον υπολογιστικό χρόνο που απαιτείται για την κατασκευή της καμπύλης διασυσχέτισης.

Η σώρευση (Stacking) των αποτελεσμάτων από κάθε χρονικό παράθυρο οδήγησε στην τελική καμπύλη διασυσχέτισης. Με τη σώρευση των καμπύλων διασυσχέτισης επιτυγχάνεται η μείωση της επίδρασης των τυχαίων σφαλμάτων (random errors) που εισέρχονται στους υπολογισμούς. Συνολικά, η διαδικασία της σώρευσης βελτιώνει την ποιότητα και την αξιοπιστία των καμπύλων διασυσχέτισης, με την έννοια ότι η εκτίμηση της απόκρισης της εδαφικής δομής (συνάρτηση Green) έχει όσο το δυνατόν μικρότερη απόκλιση από την πραγματική.

Εκτός από τα αποτελέσματα των χρονικών παραθύρων των καταγραφών εδαφικού θορύβου, η διαδικασία της σώρευσης εφαρμόστηκε και στο σύνολο των διαθέσιμων ημερήσιων καμπύλων διασυσχέτισης σε κάθε ζεύγος σταθμών του ειδικού δικτύου στην περιοχή μελέτης. Ένα παράδειγμα καμπύλης διασυσχέτισης παρουσιάζεται στο Σχήμα 3.4, όπως προέκυψε από της ημερήσιες καταγραφές εδαφικού θορύβου στις κατακόρυφες συνιστώσες σε ένα ζεύγος σταθμών του ειδικού δικτύου. Στο Σχήμα 3.5 απεικονίζονται όλες οι διαθέσιμες ημερήσιες καμπύλες διασυσχέτισης για το ίδιο ζεύγος, καθώς και η τελική καμπύλη διασυσχέτισης που προέκυψε από της σώρευσης.



Σχήμα 3.6: Παράδειγμα υπολογισμού του φασματικού λόγου του σήματος προς το θόρυβο (SNR) για τις καμπύλες διασυσχέτισης του ζεύγους σταθμών 3 και 29 του ειδικού δικτύου στην περιοχή μελέτης (κάτω διάγραμμα). Κατώτερο όριο του SNR για την αξιοπιστία των καμπύλων διασυσχέτισης ορίστηκε η τιμή 3 (σκιασμένο τμήμα). Ως σήμα θεωρείται το κεντρικό τμήμα (C) της καμπύλης διασυσχέτισης (πάνω διάγραμμα, σκιασμένο τμήμα), ενώ ως θόρυβος το αριστερό (L) και το δεξί (R). Τα αποτελέσματα του SNR δεν επηρεάζονται από την επιλογή του τμήματος του θορύβου.

3.4.2 Υπολογισμός του λόγου του σήματος προς θόρυβο

Η παράμετρος που χρησιμοποιήθηκε για την ποσοτική έκφραση της αξιοπιστίας των καμπύλων διασυσχέτισης ήταν ο λόγος του σήματος προς το θόρυβο (Signal to Noise Ratio ή SNR). Η τιμή του SNR αποτελεί ένα μέτρο σύγκρισης της ενεργειακής συνεισφοράς του τμήματος της καμπύλης διασυσχέτισης που θεωρούμε ότι περιέχει επιθυμητές πληροφορίες για τη γεωφυσική δομή (σήμα), σε σχέση με το τμήμα της καμπύλης που χαρακτηρίζεται από μη εκμεταλλεύσιμες πληροφορίες (θόρυβος).

Για τον υπολογισμό του SNR, κάθε καμπύλη διασυσχέτισης διαιρέθηκε σε τρία τμήματα τα οποία αναφέρονται ως "αριστερό" (L), "κεντρικό" (C) και "δεξί" (R), αντίστοιχα (Σχήμα 3.6, πάνω διάγραμμα). Το αριστερό τμήμα περιλαμβάνει μόνο αρνητικές τιμές χρονικών βημάτων και θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει το θόρυβο της καμπύλης διασυσχέτισης. Παρόμοια αντιμετώπιση ακολουθείται στο δεξί τμήμα, με τη διαφορά ότι αυτό

περιλαμβάνει μόνο θετικές τιμές χρονικών βημάτων. Το κεντρικό τμήμα θεωρούμε ότι αντιστοιχεί στο σήμα της καμπύλης διασυσχέτισης και συμπεριλαμβάνει τόσο αρνητικές, όσο και θετικές τιμές χρονικών βημάτων. Η μέση στάθμη των φασμάτων στα τρία αυτά τμήματα συνδέεται με την ενέργεια των επιφανειακών κυμάτων, οπότε αναμένεται υψηλότερη τιμή στο κεντρικό τμήμα (σήμα) σε σύγκριση με τα υπόλοιπα δύο (θόρυβος).

Ένα παράδειγμα υπολογισμού του SNR για όλες τις διαθέσιμες ημερήσιες καμπύλες διασυσχέτισης του ζεύγους σταθμών 3 και 29 του ειδικού δικτύου στην περιοχή μελέτης, παρουσιάζεται στο Σχήμα 3.6 (στο κάτω διάγραμμα). Σε όλες τις ημέρες η ενέργεια του σήματος είναι τουλάχιστον πενταπλάσια (SNR > 5) από του θορύβου, το οποίο συνεπάγεται ότι οι καμπύλες διασυσχέτισης μπορούν να οδηγήσουν σε αξιόπιστα αποτελέσματα. Επιπλέον, ο φασματικός λόγος του αριστερού προς το δεξί τμήμα εμφανίζει μία σταθερή τιμή σε όλο το χρονικό διάστημα, ενώ κυμαίνεται κοντά στη μονάδα. Το γεγονός αυτό φανερώνει ότι οποιοδήποτε από τα δύο αυτά τμήματα μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό του SNR.

Το κατώτερο όριο του SNR για να θεωρηθεί μία καμπύλη διασυσχέτισης αξιόπιστη ορίστηκε στο 3 (σκιασμένη περιοχή του διαγράμματος μεταβολής του SNR στο Σχήμα 3.6). Όσες καμπύλες διασυσχέτισης δεν υπερβαίναν αυτό το όριο δεν χρησιμοποιήθηκαν στη σώρευση και στην εξαγωγή των τελικών καμπύλων για το αντίστοιχο ζεύγος του ειδικού δικτύου.

3.4.3 Ανάλυση πολλαπλών φίλτρων

Όπως προαναφέρθηκε, οι καμπύλες διασυσχέτισης που προέκυψαν για κάθε ζεύγος σταθμών του ειδικού δικτύου στην περιοχή μελέτης, εκφράζουν την απόκριση της δομής του υπεδάφους (συνάρτηση *Green*) στο εισερχόμενο κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου. Για ένα συγκεκριμένο ζεύγος, η απόκριση, ή αντίστοιχα η καμπύλη διασυσχέτισης, μεταφράζεται στην καταγραφή που θα παρατηρούσαμε στη θέση ενός σταθμού, αν μία πηγή *τύπου* δ (*Delta Function*) ήταν τοποθετημένη στη θέση του άλλου. Επομένως, η καμπύλη διασυσχέτισης μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την αναγνώριση του χρόνου άφιξης των επιφανειακών κυμάτων στις θέσεις των δύο σταθμών, τα οποία διαδίδονται αμφίδρομα κατά μήκος της ακτίνας που τους συνδέει, αφού οι καταγραφές εδαφικού θορύβου συνήθως κυριαρχούνται από αυτά. Ο χρόνος άφιξης των επιφανειακών κυμάτων ισοδυναμεί με το χρόνο διαδρομής (*Travel Time*) που απαιτείται για να διανύσουν την απόσταση μεταξύ των δύο σταθμών. Οι χρόνοι διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων κυμάτων στις αιοίσταση μεταξο των δύο βασικές πληροφορίες για την υλοποίηση δύο πολύ σημαντικών διεργασιών στη διαδικασία εφαρμογής της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης. Η πρώτη διεργασία σχετίζεται με τον υπολογισμό της ταχύτητας διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων για κάθε ακτίνα του ειδικού δικτύου και την κατασκευή της αντίστοιχης καμπύλης σκέδασης. Η δεύτερη διεργασία περιλαμβάνει την τομογραφική αντιστροφή των δεδομένων, η οποία οδηγεί στην εκτίμηση της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους.

Το μεγάλο πλήθος των πηγών εδαφικού θορύβου σε συνδυασμό με την τυχαία χρονική κατανομή της δράσης τους στην ευρύτερη περιοχή μελέτης, προκαλεί τη δημιουργία και τη διάδοση ενός σύνθετου κυματικού πεδίου στο χώρο του ειδικού δικτύου. Κατά συνέπεια, η εδαφική κίνηση που καταγράφεται στις θέσεις των σταθμών είναι το αποτέλεσμα της συμβολής επιφανειακών κυμάτων με διαφορετικά χαρακτηριστικά πλάτους, διάρκειας και συχνότητας. Για αυτό το λόγο, η μορφή των καμπύλων διασυσχέτισης είναι γενικά πολύπλοκη, χωρίς να είναι δυνατή η άμεση εκμετάλλευση τους για την αναγνώριση των χρόνων άφιξης επιφανειακών κυμάτων. Είναι προφανές ότι απαιτείται η χρήση μίας κατάλληλης μαθηματικής τεχνικής που να επιτρέπει την «αποδόμηση» ή «αποκρυπτογράφηση» των πληροφοριών που περιέχονται στις καμπύλες διασυσχέτισης. Μία αποτελεσματική τεχνική που χρησιμοποιείται, κυρίως στις περιπτώσεις σημάτων που παρουσιάζουν φαινόμενα σκέδασης (όπως τα επιφανειακά κύματα), ονομάζεται *ανάλυση* πολλαπλών φίλτρων (Multiple Filter Analysis ή MFA).

Η ανάλυση πολλαπλών φίλτρων (Dziewonski et al. 1969) στηρίζεται στην εφαρμογή ενός συνόλου κατάλληλων, μικρού εύρους, φίλτρων στην καταγραφή ενός σήματος. Με αυτό τον τρόπο, είναι δυνατή η μελέτη της μεταβολής του πλάτους του σε συνάρτηση με τη συχνότητα, καθώς και η ανίχνευση της μέγιστης ενέργειας του σε διακριτές τιμές της. Στην περίπτωση εφαρμογής της ανάλυσης πολλαπλών φίλτρων σε μία καμπύλη διασυσχέτισης, παράγεται ένα σύνολο φιλτραρισμένων καμπύλων που περιγράφουν τη διάδοση των επιφανειακών κυμάτων, με την υψηλότερη ενέργεια να εμφανίζεται σε ορισμένες συχνότητες. Τα χρονικά βήματα στα οποία εντοπίζεται το μέγιστο πλάτος (μέγιστη ενέργεια) του αρνητικού και θετικού φιλτραρισμένων καμπύλων διασυσχέτισης, τμήματος των χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό του χρόνου άφιξης των επιφανειακών κυμάτων στις θέσεις των δύο σταθμών του ειδικού δικτύου.

Η ανάλυση πολλαπλών φίλτρων πραγματοποιήθηκε με την εφαρμογή

35 διαφορετικών φίλτρων σε κάθε διαθέσιμη καμπύλη διασυσχέτισης στην περιοχή μελέτης. Η συνάρτηση των φίλτρων που εφαρμόστηκαν στις καμπύλες διασυσχέτισης ακολούθησε κανονική κατανομή (Gaussian Distribution) γύρω από μία κεντρική τιμή της συχνότητας. Η επιλογή της συγκεκριμένης κατανομής προσφέρει επαρκή διακριτική ικανότητα για την αποτελεσματική χρήση των μικρού εύρους φίλτρων. Το μέγιστο εύρος ζώνης (Bandwidth) κάθε φίλτρου ορίστηκε στο 50% της κεντρικής τιμής του. Οι τιμές των κεντρικών συχνοτήτων κυμαίνονταν στο διάστημα από 1 έως 50.8Hz και απείχαν ίση απόσταση σε λογαριθμική κλίμακα. Επιπλέον, για την ευκολότερη διαχείριση και οργάνωση των φιλτραρισμένων καμπύλων διασυσχέτισης, αντιστοιχήθηκε σε κάθε φίλτρο ένας κατάλληλος δείκτης (Gaussian Filter Index ή GFI). Η σύνδεση των τιμών της συχνότητας του φίλτρου με τις τιμές του δείκτη υπολογίζεται από την παρακάτω σχέση:

$$f_{GFI} = f_0 \exp\left(\frac{\ln(2)}{nfo}\right)^{GFI}$$
(3.4)

όπου *f_{GFI}* είναι η συχνότητα του φίλτρου για το δείκτη *GFI, f*₀ είναι η ελάχιστη τιμή της κεντρικής συχνότητας που χρησιμοποιήθηκε στην ανάλυση πολλαπλών φίλτρων και *nfo* είναι ο αριθμός των φίλτρων ανά οκτάβα συχνοτήτων.

Στην περίπτωση ειδικών δικτύων με σχετικά αραιή κατανομή σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου, είναι πιο εύκολο να μελετηθεί η ταχύτητα ομάδας των επιφανειακών κυμάτων, δηλαδή η ταχύτητα διάδοσης της μέγιστης ενέργειας του "πακέτου" επιφανειακών που ταξιδεύει μεταξύ δύο σταθμών του ειδικού δικτύου. Ο βέλτιστος τρόπος για τον εντοπισμό του μέγιστου πλάτος και του προσδιορισμού του χρόνου άφιξης σε μία θέση βασίζεται στην περιβάλλουσα συνάρτηση (Envelope Function). Η περιβάλλουσα συνάρτηση είναι μία ομαλή καμπύλη, η οποία αποτελεί το περίγραμμα των τοπικών μέγιστων (ή τοπικών ελάχιστων) μίας καταγραφής και εξυπηρετεί στην ευκολότερη απεικόνιση του μέγιστου πλάτους ενός σήματος. Η περιβάλλουσα συνάρτηση υπολογίστηκε για κάθε φιλτραρισμένη καμπύλη διασυσχέτισης και η κατανομή των τιμών της χρησιμοποιήθηκε για την αναγνώριση του χρόνου άφιξης των επιφανειακών κυμάτων στις αντίστοιχες θέσεις των σταθμών του ειδικού δικτύου.

Ένα παράδειγμα εφαρμογής της ανάλυσης πολλαπλών φίλτρων σε μία καμπύλη διασυσχέτισης στην περιοχή μελέτης, παρουσιάζεται στο Σχήμα 3.7.





Σχήμα 3.7: Ανάλυση πολλαπλών φίλτρων στην καμπόλη διασυσχέτισης του σχήματος 3.5, η οποία προέκυψε από τη διαδικασία της σώρευσης έξι ημερησίων καμπόλων για ένα ζεύγος σταθμών του ειδικού δικτύου στην περιοχή μελέτης. Η καμπόλη διασυσχέτισης παρουσιάζεται στο κάτω μέρος του σχήματος, ενώ το σύνολο των διαφορετικών φιλτραρισμένων καμπόλων διασυσχέτισης χαρτογραφήθηκε μαζί με τις αντίστοιχες περιβάλλουσες συναρτήσεις (με κόκκινο χρώμα) στο πάνω μέρος του. Η άφιξη των επιφανειακών κυμάτων είναι εύκολα αναγνωρίσιμη για το διάστημα συχνοτήτων από 2 έως 6.3Hz και στα δύο τμήματα των χρονικών βημάτων (αρνητικών και θετικών) από τη θέση των τοπικών μέγιστων σε κάθε περιβάλλουσα συνάρτηση.

Η καμπύλη διασυσχέτισης του συγκεκριμένου παραδείγματος είναι η ίδια με αυτή που απεικονίζεται στο Σχήμα 3.5 και η οποία προέκυψε από τη διαδικασία της σώρευσης έξι ημερησίων καμπύλων. Η χαρτογράφηση της καμπύλης διασυσχέτισης πραγματοποιήθηκε στο κάτω μέρος του Σχήματος 3.7, ενώ το σύνολο των διαφορετικών φιλτραρισμένων καμπύλων στο επάνω μέρος του, μαζί με τις αντίστοιχες περιβάλλουσες συναρτήσεις (με κόκκινο χρώμα). Από το Σχήμα 3.7 παρατηρούμε ότι σε πολύ χαμηλές συχνότητες (<2Hz) δεν είναι δυνατή η αναγνώριση του χρόνου άφιξης των επιφανειακών κυμάτων, εξαιτίας της περιορισμένης διακριτικής ικανότητας. Σε αυτό το διάστημα συχνοτήτων για το συγκεκριμένο ζεύγος σταθμών, τα επιφανειακά κύματα διαδίδονται με μήκη κύματος μικρότερα του μισού της μεταξύ τους απόστασης, χωρίς να έχουν αναπτυχθεί πλήρως. Αντίθετα, στο διάστημα συχνοτήτων από περίπου 2 έως 6.3Hz προκύπτει μία ξεκάθαρη εικόνα που επιτρέπει τον προσδιορισμό του χρόνου άφιξης των επιφανειακών κυμάτων Σε υψηλότερες συχνότητες (>10Hz) η μορφή με αξιοπιστία. των φιλτραρισμένων καμπύλων διασυσχέτισης είναι εξαιρετικά "θορυβώδης", γεγονός, που συνεπάγεται την αδυναμία ανάκτησης πληροφορίων για τη διάδοση των επιφανειακών κυμάτων. Το φαινόμενο αυτό οφείλεται στην έντονη ανελαστική απόσβεση τους, η οποία οφείλεται στην παρουσία σημαντικού πάχους ιζηματογενών γεωλογικών σχηματισμών στη δομή του υπεδάφους, καθώς και στην απόσταση των σταθμών του ειδικού δικτύου.

3.4.4 Εξαγωγή καμπύλων σκέδασης της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων

Η ανάλυση πολλαπλών φίλτρων στις καμπύλες διασυσχέτισης εδαφικού θορύβου χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό του χρόνου άφιξης, ή αντίστοιχα του χρόνου διαδρομής, των επιφανειακών κυμάτων σε διακριτές τιμές της συχνότητας. Η εξαγωγή αυτών των πληροφοριών πραγματοποιείται με τον εντοπισμό του ολικού τοπικού μέγιστου στις φιλτραρισμένες καμπύλες διασυσχέτισης. Όμως, σε αρκετές περιπτώσεις η συγκεκριμένη διαδικασία παρουσιάζει σημαντικές δυσκολίες. Από τη μία πλευρά, η έλλειψη διακριτικής ικανότητας στις χαμηλές συχνότητες μειώνει την αξιοπιστία των καμπύλων, δημιουργώντας πεπλατυσμένες κορυφές που εκτείνονται χρονικά σε μεγάλο εύρος. Από την άλλη πλευρά, η μορφή των φιλτραρισμένων καμπύλων διασυσχέτισης που παρατηρούνται σε υψηλότερες συχνότητες είναι ακανόνιστη, εξαιτίας της έντονης ανελαστικής απόσβεσης του κυματικού πεδίου του εδαφικού θορύβου, καθώς και άλλων φαινομένων (σκέδασης, πολλαπλής όδευσης, κτλ.). Επομένως, το διάστημα συχνοτήτων για το οποίο είναι δυνατή η αναγνώριση του ολικού τοπικού μέγιστου στις καμπύλες διασυσχέτισης είναι συνήθως σχετικά περιορισμένο.

Ένας εναλλακτικός, πιο εύκολος και γραφικός τρόπος εξαγωγής των απαραίτητων πληροφοριών από τις φιλτραρισμένες καμπύλες διασυσχέτισης στηρίζεται στην κατάλληλη μετατροπή των αποτελεσμάτων της ανάλυσης πολλαπλών φίλτρων. Πιο αναλυτικά, η κλίμακα των χρονικών βημάτων μετατρέπεται σε κλίμακα βραδύτητας (ποσότητα αντίστροφη της ταχύτητας) των επιφανειακών κυμάτων, με τη χρήση της γνωστής απόστασης μεταξύ των σταθμών του ειδικού δικτύου. Υπενθυμίζεται ότι η κλίμακα των χρονικών βημάτων αποτελείται από δύο τμήματα (αρνητικό και θετικό), τα οποία αντιστοιχούν σε επιφανειακά κύματα που διαδίδονται σε αντίθετες κατευθύνσεις. Κατά συνέπεια, οι αρνητικές και θετικές τιμές της βραδύτητας έχουν την ίδια φυσική σημασία και το διάγραμμα που δημιουργείται αποτελείται από δύο τμήματα. Στη συνέχεια, υπολογίζεται η 2D κατανομή του πλάτους κάθε περιβάλλουσας συνάρτησης πάνω στο διάγραμμα συχνότητας-βραδύτητας με την εφαρμογή κατάλληλης μεθόδου παρεμβολής στις τιμές των δεδομένων.

Η εικόνα που προκύπτει με αυτό τον τρόπο επιτρέπει την κατασκευή της καμπύλης σκέδασης της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων, με την ιχνηλάτηση των μέγιστων τιμών της κατανομής του πλάτους της περιβάλλουσας συνάρτησης σε κάθε συχνότητα. Συνήθως, το αρνητικό και το θετικό τμήμα του διαγράμματος δεν είναι συμμετρικά, γεγονός που οφείλεται κυρίως στη μη ομογενή αζιμουθιακή κατανομή των πηγών εδαφικού θορύβου στο χώρο του ειδικού δικτύου. Το αποτέλεσμα αυτής της ασυμμετρίας επηρεάζει άμεσα την επιλογή της καμπύλης σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων. Ανάλογα με την κατεύθυνση του εισερχόμενου κυματικού πεδίου στις θέσεις των σταθμών, η αναγνώριση της καμπύλης σκέδασης είναι εφικτή σε διαφορετικά διαστήματα συχνοτήτων στα δύο τμήματα του διαγράμματος. Τα διαστήματα αυτά μπορεί να έχουν αλληλοεπικάλυψη μεταξύ τους ή να εμφανίζονται μόνο σε ένα από τα δύο τμήματα του διαγράμματος. Συνεπώς, το πιο πιθανό αποτέλεσμα στην επιλογή της καμπύλης σκέδασης είναι να αποτελείται από αρνητικές και θετικές τιμές. Για να ξεπεραστεί η συγκεκριμένη δυσκολία, υπολογίστηκε το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (Root Mean Square ή RMS) του πλάτους κάθε περιβάλλουσας συνάρτησης στα αντίστοιχα αρνητικά και θετικά σημεία. Έτσι, "διπλώνοντας" το διάγραμμα γύρω από τον άξονα y = 0 προκύπτει μία 2D κατανομή που περιλαμβάνει μόνο θετικές



Σχήμα 3.8: Παράδειγμα μετατροπής των αποτελεσμάτων της ανάλυσης πολλαπλών φίλτρων σε 2D διάγραμμα κατανομής του πλάτους της περιβάλλουσας συνάρτησης σε σχέση με τη συχνότητα και την ταχύτητα ομάδας των επιφανειακών κυμάτων. Η επιλογή της καμπύλης σκέδασης (μαύροι κύκλοι με μπάρες σφαλμάτων που αντιστοιχούν στην τυπική απόκλιση) πραγματοποιείται στο "διπλωμένο" διάγραμμα της 2D κατανομής (κάτω σχήμα). Με γκρι συνεχόμενη γραμμή απεικονίζεται το κατώτερο όριο διακριτικής ικανότητας, το οποίο αντιστοιχεί σε επιφανειακά κύματα που διαδίδονται με μήκος κύματος ίσο με το διπλάσιο της απόστασης του ζεύγους των σταθμών του ειδικού δικτύου.

Εφαρμογή της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου στην περιοχή μελέτης

τιμές βραδύτητας. Ο υπολογισμός του RMS βελτιώνει την ευρωστία (Robustness) της εικόνας της 2D κατανομής, οδηγώντας στην επιλογή πιο αξιόπιστων καμπύλων σκέδασης. Σημειώνεται, ότι ορίστηκε ένα κατώτερο όριο διακριτικής ικανότητας στην επιλογή των καμπύλων σκέδασης πάνω στα διαγράμματα, το οποίο αντιστοιχεί στη διάδοση επιφανειακών κυμάτων με μήκη κύματος μεγαλύτερα από το διπλάσιο της απόστασης μεταξύ του ζεύγους σταθμών του ειδικού δικτύου. Το συγκεκριμένο όριο εξασφαλίζει την καταγραφή επιφανειακών κυμάτων που έχουν αναπτυχθεί πλήρως μεταξύ δύο σταθμών.

Η παραπάνω διαδικασία μετατροπής των αποτελεσμάτων της ανάλυσης πολλαπλών φίλτρων και η επιλογή της καμπύλης σκέδασης της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων, παρουσιάζει ορισμένα πλεονεκτήματα σε σχέση με την άμεση αξιοποίηση των φιλτραρισμένων καμπύλων διασυσχέτισης για τον προσδιορισμό των χρόνων άφιξης: **a**) Είναι εφικτός ο υπολογισμός της τυπικής απόκλισης της καμπύλης σκέδασης, αφού η γραφική κατανομή του πλάτους της περιβάλλουσας συνάρτησης παρέχει το εύρος της ενέργειας των επιφανειακών κυμάτων στην κλίμακα της βραδύτητας, και **β**) είναι ευκολότερη η αναγνώριση της συνέχειας της καμπύλης σκέδασης σε υψηλότερες συχνότητες, επεκτείνοντας το διαθέσιμο διάστημα συχνοτήτων των δεδομένων. Τελικά, ο υπολογισμός των χρόνων διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων σε διακριτές τιμές της συχνότητας πραγματοποιείται με μεγαλύτερη αξιοπιστία.

Στο Σχήμα 3.8 παρουσιάζεται ένα παράδειγμα μετατροπής των αποτελεσμάτων της ανάλυσης πολλαπλών φίλτρων και της επιλογής της καμπύλης σκέδασης της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* για ένα ζεύγος σταθμών του ειδικού δικτύου στην περιοχή μελέτης. Το σύνολο των φιλτραρισμένων καμπύλων διασυσχέτισης είναι ίδιο με του Σχήματος 3.7. Η καμπύλη σκέδασης επιλέχθηκε στο «διπλωμένο» διάγραμμα της 2D κατανομής του πλάτους της περιβάλλουσας συνάρτησης (μαύροι κύκλοι με μπάρες σφαλμάτων που αντιστοιχούν στην τυπική απόκλιση και απεικονίζεται στο κάτω μέρος του σχήματος). Επιπλέον, χαρτογραφήθηκε το κατώτερο όριο διακριτικής ικανότητας στην επιλογή της καμπύλης σκέδασης (γκρι συνεχόμενη καμπύλη).

Στις καμπύλες σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh που προέκυψαν για κάθε ζεύγος σταθμών του ειδικού δικτύου στην περιοχή μελέτης, πραγματοποιήθηκε παρόμοια δειγματοληψία, έτσι ώστε να έχουν ομοιογένεια τα αποτελέσματα. Η δειγματοληψία πραγματοποιήθηκε με την

επιλογή 30 σημείων στο διάστημα συχνοτήτων από 1 έως 50Hz, τα οποία κατανέμονταν σε ίσες αποστάσεις σε λογαριθμική κλίμακα. Από το σύνολο των καμπύλων σκέδασης υπολογίστηκαν οι χρόνοι διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων για κάθε διακριτή τιμή της συχνότητας, με τη χρήση των τιμών της βραδύτητας και της απόστασης μεταξύ των σταθμών του ειδικού δικτύου.

3.4.5 Υπολογισμός της ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* από καταγραφές εδαφικού θορύβου

Η ελλειπτικότητα των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (Rayleigh Wave Ellipticity) αντιστοιχεί στο λόγο της οριζόντιας προς την κατακόρυφη μετάθεση των υλικών σημείων του μέσου κατά τη διάδοση τους. Για εδαφική δομή που αποτελείται από ένα σύνολο *n* οριζόντιων στρωμάτων, η ελλειπτικότητα των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh εξαρτάται από τη συχνότητα. Η καμπύλη ελλειπτικότητας, δηλαδή η μεταβολή της σε συνάρτηση με τη συχνότητα, εμφανίζει ένα απότομο μέγιστο που τείνει στο άπειρο κοντά στη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα (Fundamental Resonance Frequency ή fo) του υπεδάφους, εφόσον εντοπίζεται σημαντική διαφορά στις γεωφυσικές ιδιότητες μεταξύ των επιφανειακών και των βαθύτερων στρωμάτων της δομής (Σχήμα 3.9). Το εμφανιζόμενο μέγιστο σχετίζεται με το μηδενισμό της κατακόρυφης συνιστώσας, η οποία οφείλεται στην αντιστροφή της περιστροφικής κίνησης των υλικών σημείων του μέσου διάδοσης, από αριστερόστροφη στις χαμηλές συχνότητες, σε δεξιόστροφη στις ενδιάμεσες. Η εξάρτηση της ελλειπτικότητας από τη συχνότητα είναι στενά συνδεδεμένη με τη μεταβολή της Vs με το βάθος. Συνεπώς, η αξιοποίηση της μπορεί να οδηγήσει στην ανάκτηση χρήσιμων πληροφοριών για τη γεωφυσική δομή του υπεδάφους.

Δυστυχώς, έχει δειχθεί ότι διαφορετικές κατανομές της V_s με το βάθος είναι δυνατό να παράγουν τις ίδιες καμπόλες ελλειπτικότητας (Hobiger et al. 2013). Το γεγονός αυτό καθιστά προβληματική τη μεμονωμένη χρήση της για την εκτίμηση της γεωφυσικής δομής, αφού τα συμπεράσματα που εξάγονται δεν είναι ασφαλή. Η ασάφεια που εμφανίζεται στη χρήση των καμπόλων ελλειπτικότητας μπορεί να θεραπευτεί (εν μέρει) με τη συλλογή πρόσθετων μετρήσεων που παρέχουν την V_s στα πρώτα μέτρα (π.χ. έως το βάθος των 5m) της εδαφικής δομής (Hobiger et al. 2013, Chatzis et al. 2018). Οι πρόσθετες μετρήσεις μπορούν να προέρχονται από την εφαρμογή ενεργητικών γεωφυσικών μεθόδων, όπως μετρήσεων *Down-Hole* ή *Cross-Hole* μέσα σε



Σχήμα 3.9: Παράδειγμα καμπύλης ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (δεξί διάγραμμα) για μία 1D εδαφική δομή με σημαντική διαφορά στην κατανομή ταχυτήτων των επιμήκων και εγκαρσίων ελαστικών κυμάτων (αριστερό διάγραμμα). Η καμπύλη ελλειπτικότητας εμφανίζει ένα απότομο τοπικό μέγιστο κοντά στη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα (f₀) της εδαφικής δομής (Hobiger et al. 2013, τροποποιημένο).

γεωτρήσεις, της πολυκαναλικής ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων (Multichannel Analysis of Surface Waves ή MASW), καθώς και παθητικών μεθόδων μικρής σχετικά κλίμακας, όπως είναι η τεχνική ειδικών δικτύων σεισμομέτρων (Array Technique) και η χωρική αυτό-συσχέτιση (Spatial Auto-Correlation ή SPAC) σε καταγραφές εδαφικού θορύβου.

Στις περιπτώσεις που δεν είναι διαθέσιμες επαρκείς πληροφορίες για τη χωρική κατανομή της V_s στο υπέδαφος, η ελλειπτικότητα των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* χρησιμοποιείται συνδυαστικά με ανεξάρτητα δεδομένα (για παράδειγμα με τις καμπύλες σκέδασης) για την εκτίμηση της γεωφυσικής δομής σε μία περιοχή. Επιπρόσθετα, η ανακατασκευή της καμπύλης ελλειπτικότητας, δηλαδή της μεταβολής του πλάτους της σε συνάρτηση με τη συχνότητα μπορεί να προκύψει σχετικά εύκολα από τα δεδομένα εδαφικού θορύβου, τα οποία ούτως ή άλλως συλλέγονται κατά την εφαρμογή της τομογραφικής μεθόδου στην περιοχή μελέτης.

Καμπύλες ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh υπολογίστηκαν σε κάθε θέση σταθμού καταγραφής εδαφικού θορύβου του ειδικού δικτύου σεισμομέτρων στην περιοχή μελέτης. Για τον υπολογισμό τους χρησιμοποιήθηκε κατάλληλος κώδικας με την ονομασία RayDec (Hobiger et al. 2009). Η επιλογή του συγκεκριμένου κώδικα προσφέρει ευκολία διαχείρισης στο χρήστη, ενώ τα αποτελέσματα της επεξεργασίας των



Σχήμα 3.10: Καμπύλη ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh για το σταθμό 9 του ειδικού δικτύου στην περιοχή μελέτης (βλέπε Σχήμα 3.1). (**a**) Καμπύλες ελλειπτικότητας (με γκρι χρώμα), όπως προέκυψαν από την επεξεργασία ημερήσιων καταγραφών εδαφικού θορύβου με την εφαρμογή του κώδικα RayDec (Hobiger et al. 2009). Οι καμπύλες με μπλε χρώμα αντιστοιχούν στο μέσο όρο όλων των ημερήσιων καμπύλων ελλειπτικότητας για τη συγκεκριμένη θέση του ειδικού δικτύου, η οποία προέκυψε με τη χρήση κινούμενου μέσου όρο 5 σημείων στην καμπύλη που παρουσιάζεται στο διάγραμμα (**a**). Το σκιασμένο τμήμα και στα δύο διαγράμματα αντιστοιχεί στη μη αξιόπιστη περιοχή υπολογισμού της καμπύλης ελλειπτικότητας.
Εφαρμογή της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου στην περιοχή μελέτης

δεδομένων προκύπτουν εξαιρετικά γρήγορα, ακόμα και σε συνηθισμένους ηλεκτρονικούς υπολογιστές (φορητούς ή γραφείου), χωρίς να απαιτείται υψηλή υπολογιστική ισχύ. Η κατασκευή της καμπύλης ελλειπτικότητας επιτυγχάνεται με την απομάκρυνση της επίδρασης των ελαστικών κυμάτων χώρου (επιμήκη και εγκάρσια), καθώς και των οριζόντια πολωμένων επιφανειακών κυμάτων *Love* στις καταγραφές εδαφικού θορύβου. Αυτός ο "μηδενισμός" όλων των διαφορετικών φάσεων των ελαστικών κυμάτων, εκτός από τα επιφανειακά κύματα *Rayleigh*, οδηγεί σε καμπύλες ελλειπτικότητας που σχετίζονται άμεσα με την πραγματική δομή του υπεδάφους και αναμένεται να είναι πολύ κοντά σε αυτές που προκύπτουν από θεωρητικές προσεγγίσεις.

Το απαραίτητο χρονικό διάστημα των καταγραφών εδαφικού θορύβου για τον υπολογισμό αξιόπιστων καμπύλων ελλειπτικότητας, εξαρτάται κυρίως από τη συχνότητα, f₀, των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών στην περιοχή μελέτης. Με την μεθοδολογία που ακολουθείται από τον κώδικα RayDec, μερικά λεπτά καταγραφών εδαφικού θορύβου είναι συνήθως επαρκή για τον υπολογισμό της ελλειπτικότητας. Παρόλα αυτά, όσο μεγαλύτερο είναι το χρονικό διάστημα των καταγραφών που χρησιμοποιείται, τόσο περισσότερο αυξάνεται και η αξιοπιστία των παραγόμενων καμπύλων. Για αυτό λόγο, υπολογισμός καμπύλων το 0 ελλειπτικότητας των πραγματοποιήθηκε με τη χρήση όλων των διαθέσιμων ημερήσιων καταγραφών εδαφικού θορύβου σε κάθε θέση σταθμού του ειδικού δικτύου. Η τελική καμπύλη ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στη θέση κάθε σταθμού προέκυψε από τον μέσο όρο όλων των ημερήσιων καμπύλων. Το εύρος συχνοτήτων ορίστηκε από 0.2 έως 20Hz, το οποίο είναι τυπικό σε αντίστοιχης κλίμακας εφαρμογές, προσφέροντας την απαραίτητη διακριτική ικανότητα για τον εντοπισμό γεωλογικών δομών ή επιφανειών ασυνέχειας σε σχετικά μεγάλα βάθη.

Στο Σχήμα 3.10 παρουσιάζεται ένα παράδειγμα υπολογισμού της καμπύλης ελλειπτικότητας σε μία θέση σταθμού του ειδικού δικτύου στην περιοχή μελέτης. Στο πάνω μέρος του σχήματος χαρτογραφούνται όλες οι ημερήσιες καμπύλες ελλειπτικότητας, όπως προέκυψαν από τη χρήση του κώδικα *RayDec* στις καταγραφές εδαφικού θορύβου, καθώς και ο μέσος όρος τους, μαζί με την αντίστοιχη τυπική απόκλιση. Στο κάτω μέρος του σχήματος απεικονίζεται η τελική καμπύλη ελλειπτικότητας για τη συγκεκριμένη θέση, η οποία εξομαλύνθηκε με την εφαρμογή ενός *κινούμενου μέσου όρου* (*Running Average*) πέντε σημείων. Σημειώνεται ότι τα τμήματα των καμπύλων που



Σχήμα 3.11: (a) Καμπόλες ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στις θέσεις των σταθμών του ειδικού δικτύου στην περιοχή μελέτης. (b) Τοπικές καμπόλες ελλειπτικότητας, ανακατασκευασμένες στα κελιά του τομογραφικού πλέγματος, με τη χρήση γραμμικής παρεμβολής του πλάτους σε διακριτές τιμές της συχνότητας. Η διακεκομμένη γραμμή αντιστοιχεί στο επιφανειακό ίχνος της επαφής του γεωλογικού υποβάθρου με τους πρόσφατους ιζηματογενείς σχηματισμούς.

αντιστοιχούν σε συχνότητες μικρότερες του 0.4Hz (σκιαγραφημένη περιοχή των διαγραμμάτων στο Σχήμα 3.10) θεωρούνται αναξιόπιστα, εξαιτίας αριθμητικών σφαλμάτων και ασταθειών που εισάγονται στους υπολογισμούς με τον κώδικα *RayDec* σε χαμηλές συχνότητες (Hobiger M., προσωπική επικοινωνία).

Η αξιοποίηση των καμπύλων ελλειπτικότητας για την εκτίμηση της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης, πραγματοποιήθηκε σε συνδυασμό με τις καμπύλες σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων. Για να είναι εφικτή η ανάκτηση πληροφοριών από τον συνδυασμό των δύο καμπύλων, οι καμπύλες ελλειπτικότητας ανακατασκευάστηκαν σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης. Η ανακατασκευή τους έγινε με τη γραμμική παρεμβολή (Linear Interpolation) του πλάτους για ένα σύνολο διακριτών τιμών της συχνότητας. Οι καμπύλες ελλειπτικότητας σε κάθε θέση σταθμού του ειδικού δικτύου παρουσιάζονται στο πάνω μέρος του Σχήματος 3.11, ενώ οι τοπικές (ανακατασκευασμένες) καμπύλες ελλειπτικότητας στο κάτω μέρος του. Ο οριζόντιος άξονας των τετραγώνων μέσα στα οποία απεικονίζονται οι καμπύλες αντιστοιχεί σε λογαριθμική κλίμακα συχνότητας με τιμές που κυμαίνονται από 0.2 έως 20Hz, ενώ ο κατακόρυφος σε γραμμική κλίμακα που αντιστοιχεί σε τιμές φασματικού πλάτους από 0 έως 5.

3.4.6 Υπολογισμός των φασματικών λόγων της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα των καταγραφών εδαφικού θορύβου

Οι καμπύλες των φασματικών λόγων της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (Horizontal to Vertical Spectral Ratio ή HVSR) εδαφικού θορύβου συνήθως χρησιμοποιούνται για τη μελέτη της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση και κυρίως για την εύρεση της απόκρισης των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών του υπεδάφους σε περίπτωση σεισμικής διέγερσης. Η απόκριση των επιφανειακών στρωμάτων προσδιορίζεται με δύο βασικές παραμέτρους, τη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα (fo) και τον παράγοντα ενίσχυσης της εδαφικής κίνησης (Ao). Η θέση του ολικού τοπικού μέγιστου της καμπύλης HVSR πάνω σε ένα διάγραμμα συχνότητας φασματικού πλάτους αντιστοιχεί στην fo, ενώ η τιμή του στον παράγοντα Ao. Η ποιοτική ερμηνεία των δύο παραμέτρων (fo και Ao) παρέχει γενικές πληροφορίες σχετικά με το βάθος του γεωλογικού υποβάθρου σε μία περιοχή, καθώς και για τη διαφορά στις φυσικές και μηχανικές ιδιότητες μεταξύ των υπερκείμενων ιζηματογενών στρωμάτων της εδαφικής δομής και των σκληρότερων πετρωμάτων του υποβάθρου. Για παράδειγμα, μικρές τιμές της f_0 φανερώνουν ότι το γεωλογικό υπόβαθρο βρίσκεται σε σχετικά μεγάλα βάθη στο εσωτερικό της Γης, ενώ οι υψηλές τιμές της συνδέονται με την παρουσία του γεωλογικού υποβάθρου πολύ κοντά στην επιφάνεια του εδάφους. Από την άλλη μεριά, τα χαλαρά υλικά στα επιφανειακά στρώματα και οι μη συνεκτικοί γεωλογικοί σχηματισμοί στην εδαφική δομή συνεισφέρουν στην ενίσχυση της σεισμικής κίνησης και στην αύξηση του A_0 . Επιπλέον, αν είναι γνωστή η f_0 και η τιμή της V_s στα πρώτα μέτρα της εδαφικής δομής, τότε είναι δυνατή η ποσοτική εκτίμηση του πάχους, H, του συνολικού "πακέτου" των ιζηματογενών σχηματισμών που επικάθονται πάνω σε πετρώματα του γεωλογικού (ή σεισμικού) υποβάθρου, σύμφωνα με την παρακάτω σχέση:

$$H = \frac{V_s}{4f_0} \tag{3.5}$$

Κατά τις προηγούμενες δεκαετίες αναπτύχθηκαν δύο βασικές θεωρίες σχετικά με τη σύνθεση του κυματικού πεδίου του εδαφικού θορύβου και κατά επέκταση για τις πληροφορίες που περιέχουν οι καμπύλες HVSR. Η πρώτη και επικρατέστερη θεωρία (Nogoshi & Igarashi 1971), αναφέρει ότι στο κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου κυριαρχούν τα επιφανειακά κύματα, οπότε οι καμπύλες HVSR έχουν άμεση συσχέτιση με τις καμπύλες ελλειπτικότητας των κυμάτων Rayleigh. Αντίθετα, η δεύτερη θεωρία (Nakamura 1989, Nakamura 2000) υποστηρίζει ότι οι οριζόντιες εδαφικές κινήσεις κατά τη διάδοση του εδαφικού θορύβου σφείλονται σε οριζόντια πολωμένα εγκάρσια κύματα (S_H), ενώ οι κατακόρυφες σε επιμήκη (P). Επομένως, οι καμπύλες HVSR εκφράζουν τη συνάρτηση μεταφοράς (Transfer Function), από την οποία μπορεί να προκύψει η τιμή της συχνότητας που παρατηρείται ενίσχυση της εδαφικής κίνησης.

Πιο σύγχρονες εργασίες (Bard et al. 2004, Haghshenas et al. 2008) που στηρίχθηκαν στην πειραματική μελέτη των καμπύλων HVSR σε πλήθος διαφορετικών συνθηκών ελεύθερου πεδίου, γεωλογικού περιβάλλοντος, καθώς και στη σύγκριση τους με αντίστοιχα αποτελέσματα από σεισμικές καταγραφές, κατέληξαν σε δύο βασικά συμπεράσματα: **a**) Οι καμπύλες HVSR παρέχουν με αξιοπιστία τη συχνότητα, *f*₀, των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών και, β) η τιμή του *A*₀ αποτελεί ένα κατώτερο όριο της ενίσχυσης της εδαφικής κίνησης.

Καμπύλες HVSR υπολογίστηκαν σε κάθε θέση σταθμού του ειδικού



Σχήμα 3.12: Καμπύλη του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς τη κατακόρυφη συνιστώσα (HVSR) εδαφικού θορύβου για το σταθμό 9 του ειδικού δικτύου στην περιοχή μελέτης (βλέπε Σχήμα 3.1). (a) Καμπύλες HVSR (με γκρι χρώμα), όπως προέκυψαν από την επεξεργασία ημερήσιων καταγραφών εδαφικού θορύβου με την εφαρμογή του λογισμικού πακέτου προγραμμάτων GEOPSY (www.geopsy.org). Οι καμπύλες με κόκκινο χρώμα αντιστοιχούν στο μέσο όρο όλων των ημερήσιων κατηγραφών καμπύλων HVSR, καθώς και στην τυπική τους απόκλιση. (b) Εξομαλυμένη καμπύλη HVSR για τη συγκεκριμένη θέση σταθμού του ειδικού δικτύου, η οποία προέκυψε με τη χρήση κινούμενου μέσου όρο 5 σημείων στην καμπύλη που παρουσιάζεται στο διάγραμμα (a).



Σχήμα 3.13: Σύγκριση των τιμών της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας (f₀) των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών του υπεδάφους, καθώς και του παράγοντα ενίσχυσης της εδαφικής κίνησης (A₀), όπως προκύπτουν από τις καμπύλες ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh και των καμπύλων του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα καταγραφών εδαφικού θορύβου (HVSR).

δικτύου στην περιοχή μελέτης, κατ'αναλογία με τις καμπύλες ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh*. Η χρήση τους επικεντρώθηκε στον προσδιορισμό της χωρικής κατανομής της *f*₀, έτσι ώστε να αποκτηθούν πληροφορίες σχετικά με τη μεταβολή του πάχους των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών. Συμπληρωματικά, χρησιμοποιήθηκαν για τη συνδυαστική 1D αντιστροφή τους με τις καμπύλες σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων, σε μία προσπάθεια μελέτης της αξιοπιστίας των αποτελεσμάτων που αφορούσαν στην εκτίμηση της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους.

Ο υπολογισμός των καμπύλων HVSR πραγματοποιήθηκε με το λογισμικό πακέτο προγραμμάτων GEOPSY (GEOPhysical Signal database for noise arraY processing), το οποίο παρέχει εύκολη διαχείριση των καταγραφών εδαφικού θορύβου και πλήθος διαφορετικών παραμέτρων επεξεργασίας (www.geopsy.org). Η εξαγωγή των τελικών καμπύλων HVSR σε κάθε θέση σταθμού του ειδικού δικτύου, ακολούθησε παρόμοια διαδικασία με τις καμπύλες ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh. Έτσι, οι καμπύλες HVSR υπολογίστηκαν για όλες τις διαθέσιμες ημερήσιες καταγραφές εδαφικού θορύβου σε κάθε θέση, με την τελική καμπύλη να προκύπτει από το μέσο όρο τους. Και σε αυτή την περίπτωση το εύρος συχνοτήτων των καμπύλων HVSR ορίστηκε από 0.2 έως 20Hz.

Ένα παράδειγμα υπολογισμού της καμπύλης HVSR σε μία θέση σταθμού



Σχήμα 3.14: Χωρική κατανομή της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας (f_0) των επιφανειακών ιζηματογενών οχηματισμών (a), καθώς και του παράγοντα ενίσχυσης (A_0) της εδαφικής κίνησης (b), όπως προέκυψαν από τις καμπύλες HVSR εδαφικού θορύβου στην περιοχή μελέτης. Παρατηρούμε υψηλές τιμές της f_0 (> 10Hz) στο BA τμήμα του δικτύου που συμπίπτουν με την επιφανειακή εμφάνιση του γεωλογικού υποβάθρου. Όσο κινούμαστε προς τα N Δ οι τιμές της f_0 μειώνονται, εξαιτίας της αύξησης του πάχους των ιζηματογενών σχηματισμών. Από τη χωρική κατανομή του A_0 δεν προκύπτει μία ξεκάθαρη συσχέτιση με τη γεωμετρία των σχηματισμών του υπεδάφους, αλλά εντοπίζεται μία περιοχή στην οποία συγκεντρώνονται υψηλές τιμές του που πιθανόν να συνδέονται με την παρουσία στρωμάτων με χαμηλότερες τιμές V_s στη δομή του υπεδάφους.

Κεφάλαιο 3°

στο B-BΔ τμήμα του ειδικού δικτύου (σταθμός 9 στο Σχήμα 3.1) παρουσιάζεται στο Σχήμα 3.12. Το πάνω μέρος του σχήματος περιλαμβάνει τις διαθέσιμες ημερήσιες καμπύλες *HVSR* που υπολογίστηκαν για τη συγκεκριμένη θέση, καθώς και τον μέσο όρο τους μαζί με την τυπική του απόκλιση. Στο κάτω μέρος του σχήματος απεικονίζονται μόνο οι καμπύλες του μέσου όρου και της τυπικής απόκλισης, έπειτα από την εξομάλυνση τους με την εφαρμογή ενός κινούμενου μέσου όρου πέντε σημείων. Παρατηρείται ένα καθαρό τοπικό μέγιστο στα 3.8Hz με τιμή φασματικού πλάτους κοντά στο 5, που υποδηλώνει την παρουσία ενός στρώματος (ή ενός συνόλου στρωμάτων) χαμηλής V_s με σημαντικό πάχος και ανιχνεύσιμη διαφορά στις φυσικές και μηχανικές ιδιότητες του με τον υποκείμενο γεωλογικό σχηματισμό (π.χ. σεισμικό υπόβαθρο).

Η σύγκριση των τιμών της f_0 και του A_0 που προκύπτουν από τις καμπύλες HVSR και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στις αντίστοιχες θέσεις σταθμών του ειδικού δικτύου, παρουσιάζεται στο Σχήμα 3.13. Η σύμπτωση των τιμών της f_0 στις δύο καμπύλες για όλο το εύρος συχνοτήτων που χρησιμοποιήθηκε είναι πολύ καλή (αριστερό διάγραμμα του σχήματος). Από το σχήμα είναι προφανές ότι η τιμή της f_0 των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών του υπεδάφους εξάγεται με αξιοπιστία και η εκμετάλλευση της για την εκτίμηση της γεωφυσικής δομής είναι εφικτή. Αντίθετα, οι τιμές του A_0 είναι συστηματικά υψηλότερες στις καμπύλες HVSR. Το γεγονός αυτό πιθανόν να οφείλεται στο ποσοστό συμμετοχής ελαστικών κυμάτων χώρου, αλλά κυρίως των επιφανειακών κυμάτων Love, στο κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου, το οποίο δεν απομακρύνεται κατά τον υπολογισμό των καμπύλων HVSR.

Η χωρική κατανομή των τιμών της f_0 και του A_0 όπως προκύπτει από τις καμπύλες HVSR εδαφικού θορύβου στην περιοχή μελέτης, παρουσιάζεται στο Σχήμα 3.14. Υψηλές τιμές της f_0 (> 10Hz) παρατηρούνται στο BA τμήμα του ειδικού δικτύου (χάρτης στο πάνω μέρος του σχήματος), οι οποίες συνδέονται με την παρουσία του γεωλογικού υποβάθρου πολύ κοντά στην επιφάνεια του εδάφους. Καθώς κινούμαστε προς το NA τμήμα του ειδικού δικτύου, οι τιμές της f_0 ελαττώνονται έως και κάτω των 2Hz. Κατά συνέπεια, αναμένεται αύξηση του πάχους των ιζηματογενών σχηματισμών προς αυτή την κατεύθυνση. Η απότομη μεταβολή των τιμών της f_0 που διακρίνεται στα BA είναι πολύ πιθανό να σχετίζεται με την κλίση των στρωμάτων της εδαφικής δομής και τη σύγχρονη βύθιση του γεωλογικού υποβάθρου, δημιουργώντας μία μεταβατική ζώνη. Οι παραπάνω παρατηρήσεις βρίσκονται σε πολύ καλή



Σχήμα 3.15: (a) Καμπόλες HVSR εδαφικού θορύβου στις θέσεις των σταθμών του ειδικού δικτύου στην περιοχή μελέτης. (b) Τοπικές καμπόλες HVSR, ανακατασκευασμένες στα κελιά του τομογραφικού πλέγματος, με τη χρήση γραμμικής παρεμβολής του πλάτους σε διακριτές τιμές της συχνότητας. Η διακεκομμένη γραμμή αντιστοιχεί στο επιφανειακό ίχνος της επαφής του γεωλογικού υποβάθρου με τους πρόσφατους ιζηματογενείς σχηματισμούς.

Κεφάλαιο 3°

συμφωνία με τις διαθέσιμες γεωλογικές και γεωτεχνικές πληροφορίες για τη δομή του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης. Αντίθετα, η εικόνα της χωρικής κατανομής του A_0 , αν και αναδεικνύει μία γενική αύξηση του φασματικού πλάτους προς τα ΝΑ, δεν είναι ιδιαίτερα βοηθητική για την εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με τη γεωμετρία των σχηματισμών. Παρόλα αυτά, αναγνωρίζονται κάποια τμήματα της περιοχής μελέτης που εμφανίζουν υψηλές τιμές του A_0 και πιθανόν σχετίζονται με χαλαρούς σχηματισμούς (χαμηλές τιμές της V_s) στα επιφανειακά στρώματα της δομής του υπεδάφους.

Η συνδυαστική αντιστροφή των καμπύλων HVSR με τις καμπύλες σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων είναι δυνατή μόνο με την ανακατασκευή τους σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης. Η ανακατασκευή των καμπύλων HVSR πραγματοποιήθηκε με τη γραμμική παρεμβολή του πλάτους σε διακριτές τιμές της συχνότητας. Οι καμπύλες HVSR στη θέση κάθε σταθμού του ειδικού δικτύου, καθώς και οι ανακατασκευασμένες καμπύλες στις θέσεις των κόμβων, απεικονίζονται στο Σχήμα 3.15. Οι γραφικές παραστάσεις των καμπύλων χαρτογραφούνται μέσα σε τετραγωνικά κελιά με μήκος πλευράς 100m. Ο οριζόντιος άξονας κάθε κελιού αντιστοιχεί σε λογαριθμική κλίμακα συχνότητας με τιμές που κυμαίνονται από 0.2 έως 20Hz, ενώ ο κατακόρυφος στο φασματικό πλάτος, περιλαμβάνοντας το διάστημα τιμών από 0 έως 7.



Τομογραφική Αντιστροφή Χρόνων Διαδρομής Επιφανειακών Κυμάτων Rayleigh στην Περιοχή Μελέτης

Η αντιστροφή χρόνων διαδρομής επιφανειακών κυμάτων με τη χρήση τομογραφικής προσέγγισης, αποτελεί ένα από τα σημαντικότερα βήματα στη διαδικασία εφαρμογής της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης. Η τομογραφική προσέγγιση αντιστροφής περιλαμβάνει τη σύνδεση πειραματικών δεδομένων με φυσικά μεγέθη που χαρακτηρίζουν τη δομή του υπεδάφους σε δύο (2D) ή τρεις (3D) διαστάσεις, η οποία εκφράζεται μαθηματικά μέσω κατάλληλων συστημάτων γραμμικών ή πιο συχνά μη γραμμικών εξισώσεων. Τα πειραματικά δεδομένα αντιστοιχούν στις ακτίνες που διαπερνούν το μέσο διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων. Η κατανομή των φυσικών μεγεθών στην εδαφική δομή προκύπτει από την τομογραφική επίλυση του αντίστροφου προβλήματος. Τα αποτελέσματα του βήματος της τομογραφικής αντιστροφής οδηγούν στην εκτίμηση του 2D ή 3D γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης.

Η τομογραφική αντιστροφή των χρόνων διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων ακολουθεί την επεξεργασία των καταγραφών εδαφικού θορύβου. Ειδικότερα, προϋπόθεση για την τομογραφική αντιστροφή είναι η κατασκευή των καμπύλων σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων για κάθε ακτίνα του ειδικού δικτύου σεισμομέτρων. Η σημασία των καμπύλων σκέδασης οφείλεται στο γεγονός ότι από αυτές εξάγονται οι χρόνοι διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων, δηλαδή τα απαραίτητα δεδομένα για την τομογραφική αντιστροφή.

Οι χρόνοι διαδρομής υπολογίζονται για ένα σύνολο διαφορετικών τιμών συχνοτήτων και αποστάσεων, ενώ αφορούν επιφανειακά κύματα που διαδίδονται κατά μήκος των διαδρομών ανάμεσα στους σταθμούς του ειδικού δικτύου. Είναι σημαντικό οι ακτίνες του ειδικού δικτύου να καλύπτουν το μεγαλύτερο ποσοστό της περιοχής μελέτης και να τη διασχίζουν με ένα μεγάλο εύρος διευθύνσεων. Συνεπώς, η «δειγματοληψία» των επιφανειακών στρωμάτων της δομής του υπεδάφους πρέπει να πραγματοποιείται με επαρκή τρόπο, έτσι ώστε οι πληροφορίες που περιέχουν τα πειραματικά δεδομένα να θεωρούνται κατάλληλες για την τομογραφική προσέγγιση αντιστροφής. Κεφάλαιο 4°

Με την τομογραφική αντιστροφή των χρόνων διαδρομής παράγονται κατάλληλοι χάρτες ή τομογραφικές εικόνες στην περιοχή μελέτης, που απεικονίζουν τη χωρική κατανομή της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων για διακριτές τιμές της συχνότητας. Με τις τομογραφικές εικόνες είναι δυνατή η μελέτη της 2D γεωφυσικής δομής κατά μήκος μίας οριζόντιας τομής του υπεδάφους. Κατά συνέπεια, επιτρέπουν την αναγνώριση τμημάτων της περιοχής μελέτης με διαφορετικά γεωφυσικά χαρακτηριστικά, καθώς και τον προσδιορισμό της πλευρικής τους εξάπλωσης. Επιπλέον, η συσχέτιση της 2D γεωφυσικής δομής με τους γεωλογικούς σχηματισμούς των επιφανειακών στρωμάτων είναι συνήθως εφικτή. Παρόλα αυτά, η ερμηνεία των τομογραφικών εικόνων παρουσιάζει δύο βασικούς περιορισμούς:

A) Ο πρώτος περιορισμός αφορά την αδυναμία ανίχνευσης του βάθους επέκτασης της γεωφυσικής δομής στο υπέδαφος. Η μειωμένη διακριτική ικανότητα των τομογραφικών εικόνων σε ότι αφορά τη διάσταση του βάθους οφείλεται στο ότι οι χρόνοι διαδρομής προέρχονται από επιφανειακά κύματα που διαδίδονται στα ανώτερα στρώματα της εδαφικής δομής, καθώς και ότι οι πηγές τους δρουν στην επιφάνεια της Γης. Επιπρόσθετα, η ταχύτητα ομάδας των επιφανειακών κυμάτων επηρεάζεται από τη γεωφυσική δομή που εντοπίζεται μέσα σε ένα εύρος βαθών, και όχι στη δομή σε ένα συγκεκριμένο βάθος. Αποτέλεσμα των παραπάνω είναι ότι ο καθορισμός της γεωμετρίας των επιφανειών ασυνέχειας στη γεωφυσική δομή είναι εξαιρετικά δύσκολος.

B) Ο δεύτερος περιορισμός στην ερμηνεία των τομογραφικών εικόνων επικεντρώνεται στην έλλειψη της δυνατότητας άντλησης πληροφοριών σχετικά με την κατανομή της ταχύτητας των εγκαρσίων ελαστικών κυμάτων (V_s) με το βάθος. Η χωρική κατανομή της V_s αποτελεί μία από τις βασικές παραμέτρους για την εκτίμηση ενός 3D γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους, αφού οι μεταβολές της αναδεικνύουν επιφάνειες ασυνέχειας της εδαφικής δομής. Ο συνδυασμός της γνώσης του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας και της τιμής της V_s σε κάθε στρώμα της γεωφυσικής δομής μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε πλήθος γεωτεχνικών (π.χ. κατηγοριοποίηση τοπικών εδαφικών συνθηκών για τη θεμελίωση τεχνικών έργων), καθώς και γεωφυσικών (π.χ. αριθμητική προσομοίωση της εδαφικής κίνησης) εφαρμογών.

Η τομογραφική αντιστροφή χρόνων διαδρομής επιφανειακών κυμάτων χωρίζεται σε επιμέρους φάσεις. Η πρώτη φάση αντιστοιχεί στον υπολογισμό των χρόνων διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων από τις διαθέσιμες καμπύλες σκέδασης για κάθε ακτίνα του ειδικού δικτύου. Το σύνολο των δεδομένων χρόνων διαδρομής χρησιμοποιείται στη δεύτερη φάση για την κατασκευή ενός προκαταρκτικού μοντέλου δομής στην περιοχή μελέτης. Το προκαταρκτικό μοντέλο αποτελεί μία αρχική εκτίμηση της μονοδιάστατης (1D) κατανομής της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων σε διακριτές τιμές της συχνότητας. Η επίλυση του τομογραφικού προβλήματος αντιστροφής των δεδομένων αντιστοιχεί στον υπολογισμό των απαραίτητων διορθώσεων στο προκαταρκτικό μοντέλο, έτσι ώστε να προσαρμόζεται με το βέλτιστο τρόπο στις παρατηρήσεις.

Στην τρίτη φάση εφαρμόζεται η τομογραφική αντιστροφή των χρόνων διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων, καθώς και η παραγωγή τομογραφικών εικόνων της γεωφυσικής δομής. Για τη σταθεροποίηση της του λύσης γραμμικού συστήματος πραγματοποιήθηκε η εισαγωγή κατάλληλων περιορισμών απόσβεσης (Damping), χωρικής (Spatial) και διασυχνοτικής (Interfrequency) εξομάλυνσης (Smoothing) στις εξισώσεις. Επιπλέον, για τον προσδιορισμό της θέσης και του αριθμού των κελιών ή κόμβων του τομογραφικού πλέγματος που επηρεάζονται κατά τη διάδοση των επιφανειακών κυμάτων για κάθε ακτίνα, υπολογίστηκε ο αντίστοιχος όγκος Fresnel (Fresnel Volume) που τις περιβάλλει. Ο όγκος Fresnel, ο οποίος στην περίπτωση των 2D τομογραφικών εικόνων έχει προσεγγιστικά ελλειπτική μορφή, οδηγεί σε πιο ρεαλιστικά αποτελέσματα. Σε αυτή τη φάση, εκτός από την ταχύτητα ομάδας των επιφανειακών κυμάτων υπολογίζονται πρόσθετες παράμετροι που συμβάλλουν στην εκτίμηση της αξιοπιστίας των αποτελεσμάτων. Αυτές οι παράμετροι χρησιμοποιούνται στην επόμενη φάση για τον ορισμό κατάλληλων κριτηρίων αποκοπής των μη αξιόπιστων αποτελεσμάτων. Συγκεκριμένα, υπολογίζεται ο αριθμός και το μήκος των ακτινών που συσχετίζονται με κάθε κελί του τομογραφικού πλέγματος, η τυπική απόκλιση και τα σχετικά σφάλματα προσδιορισμού της ταχύτητας ομάδας, καθώς και το μήκος διακριτικής ικανότητας (Resolving Length).

Αν και η τυπική διαδικασία της τομογραφικής αντιστροφής χρόνων διαδρομής επιφανειακών κυμάτων ολοκληρώνεται με τις τέσσερις φάσεις που προαναφέρθηκαν, συνήθως ακολουθεί μία ακόμα, στην οποία κατασκευάζονται οι τοπικές καμπύλες σκέδασης σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος. Οι τοπικές καμπύλες σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων οδηγούν στο επόμενο βήμα της μεθόδου εδαφικού θορύβου που εφαρμόζεται στην παρούσα διδακτορική διατριβή και οδήγησε στην εκτίμηση του 3D γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους. Όλες οι φάσεις της τομογραφικής αντιστροφής δεδομένων περιγράφονται αναλυτικά στη συνέχεια, μαζί με την παρουσίαση των αντίστοιχων ενδεικτικών αποτελεσμάτων στην περιοχή μελέτης.

4.1 Υπολογισμός των Χρόνων Διαδρομής των Επιφανειακών Κυμάτων Rayleigh

Οι καμπύλες σκέδασης που κατασκευάστηκαν για κάθε διαθέσιμη ακτίνα του ειδικού δικτύου στην περιοχή μελέτης, περιέχουν τις απαραίτητες πληροφορίες για τον υπολογισμό των χρόνων διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* σε διακριτές τιμές της συχνότητας. Ειδικότερα, κάθε καμπύλη σκέδασης εκφράζει τη μεταβολή της ταχύτητας (ή της βραδύτητας) ομάδας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* σε συνάρτηση με τη συχνότητα και αντιστοιχεί σε μία συγκεκριμένη απόσταση ή σε ένα συγκεκριμένο ζεύγος σταθμών του ειδικού δικτύου στην περιοχή μελέτης. Η απόσταση μεταξύ δύο σταθμών ισοδυναμεί με το μήκος της ακτίνας που τους συνδέει και υπολογίζεται με απλές τριγωνομετρικές σχέσεις από τις γεωγραφικές ή τις τοπικές καρτεσιανές συντεταγμένες τους. Επομένως, διαιρώντας την απόσταση που διανύουν τα επιφανειακά κύματα κατά τη διάδοση τους μεταξύ δύο σταθμών του ειδικού δικτύου με τις τιμές της ταχύτητας ομάδας από την αντίστοιχη καμπύλη σκέδασης, προκύπτει ο χρόνος διαδρομής τους για κάθε συχνότητα.

Η μετατροπή των καμπύλων σκέδασης σε διαγράμματα συχνότητας – χρόνου για κάθε ακτίνα του ειδικού δικτύου, επιτρέπει τη δημιουργία μίας βάσης δεδομένων χρόνων διαδρομής ανά συχνότητα. Η βάση δεδομένων περιέχει το σύνολο των διαθέσιμων παρατηρήσεων (τιμές συχνοτήτων, χρόνους διαδρομής, σφάλματα υπολογισμού αυτού του χρόνου), καθώς και συμπληρωματικών στοιχείων που σχετίζονται με τους σταθμούς καταγραφής εδαφικού θορύβου του ειδικού δικτύου (χαρακτηριστικοί αριθμοί αναγνώρισης, συντεταγμένες, αποστάσεις σταθμών). Έτσι, σε κάθε τιμή της συχνότητας είναι δυνατή η εξαγωγή των απαραίτητων δεδομένων για τη χαρτογράφηση και την κατασκευή των καμπύλων χρόνων διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων.

Ενδεικτικά διαγράμματα δεδομένων χρόνων διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* στην περιοχή μελέτης παρουσιάζονται στο Σχήμα 4.1, για τις τιμές συχνοτήτων 2, 4, 6 και 8Hz. Παρατηρείται μία γενική αύξηση των χρόνων διαδρομής σε συνάρτηση με την απόσταση για κάθε



Σχήμα 4.1: Παραδείγματα χαρτογράφησης δεδομένων χρόνων διαδρομής επιφανειακών κυμάτων Rayleigh για τέσσερις διακριτές τιμές της συχνότητας στην περιοχή μελέτης. Παρατηρείται μία γενική αύξηση των χρόνων διαδρομής σε συνάρτηση με τη συχνότητα, αλλά με αρκετά μεγάλη διασπορά των δεδομένων που φανερώνει έντονες πλευρικές της ταχύτητας των επιφανειακών κυμάτων.

συχνότητα, αλλά με αρκετά μεγάλη διασπορά στις τιμές των δεδομένων σε όλες τις περιπτώσεις. Ενδεικτικά αναφέρεται ότι στη συχνότητα των 4Hz και στην απόσταση των 500m, οι τιμές των χρόνων διαδρομής κυμαίνονται κατά προσέγγιση από 0.25 έως 1.75sec, δηλαδή σχεδόν από 285 έως 2000m/sec. Το γεγονός αυτό φανερώνει την παρουσία έντονων πλευρικών μεταβολών της ταχύτητας των επιφανειακών κυμάτων στην περιοχή μελέτης. Τέτοιου είδους μεταβολές είναι αναμενόμενες και οφείλονται στη γεωλογική/γεωφυσική δομή του υπεδάφους. Ειδικότερα, η γεωλογική δομή στην περιοχή μελέτης χαρακτηρίζεται αпό σημαντικές τοπικές διαφοροποιήσεις στη στρωματογραφία, καθώς και στη δομή των πετρωμάτων από το BA προς το ΝΔ τμήμα της. Συγκεκριμένα, παρατηρείται επιφανειακή εμφάνιση του γεωλογικού υποβάθρου στο ΒΑ τμήμα της περιοχής, το οποίο βυθίζεται απότομα προς τα ΝΔ, πιθανόν από τη δράση κανονικών ρηγμάτων, και καλύπτεται από σχετικά μεγάλου πάχους πρόσφατες ιζηματογενείς αποθέσεις. Πρόκειται για μία τυπική 2D εδαφική δομή, όπου οι γεωλογικοί σχηματισμοί του υπεδάφους έχουν μία κύρια ΒΑ-ΝΔ ανάπτυξη. Σε αυτό το γεωλογικό καθεστώς, αναμένονται υψηλότερες ταχύτητες των επιφανειακών κυμάτων



Σχήμα 4.2: Διαίρεση της περιοχής μελέτης σε τρεις παράλληλες ζώνες ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης, για την ομαδοποίηση των δεδομένων χρόνων διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh ανάλογα με τις γεωλογικές συνθήκες της εδαφικής δομής. Η ΒΑ ζώνη (με μπλε χρώμα) αντιστοιχεί στο τμήμα του τομογραφικού πλέγματος όπου τα πετρώματα του γεωλογικού υποβάθρου παρατηρούνται στην επιφάνεια του εδάφους ή σε πολύ μικρό βάθος. Η κεντρική ζώνη (με πράσινο χρώμα) αποτελεί την πλευρική μετάβαση των γεωλογικών σχηματισμών προς τα ΝΔ και χαρακτηρίζεται από απότομες κλίσεις των στρωμάτων του υπεδάφους. Τέλος, η ΝΔ ζώνη (με κόκκινο χρώμα) περιλαμβάνει τις θέσεις όπου το πάχος των ιζηματογενών σχηματισμών αναμένεται να είναι αυξημένο. Με μαύρους κύκλους απεικονίζονται τα κεντρικά σημεία των ακτινών του ειδικού δικτύου. Οι συντεταγμένες τους χρησιμοποιούνται για την ομαδοποίηση των δεδομένων χρόνων διαδρομένων χρόνων διαδρομές.

στο BA τμήμα σε σύγκριση με το NΔ, διότι η διάδοση τους πραγματοποιείται σε περισσότερο συνεκτικά και συμπαγή πετρώματα. Κατά συνέπεια, οι ακτίνες του ειδικού δικτύου που επηρεάζονται από τη γεωλογική δομή του BA τμήματος αναμένεται να αντιστοιχούν σε μικρούς χρόνους διαδρομής επιφανειακών κυμάτων. Αντίθετα, στο NΔ τμήμα οι χρόνοι διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων πιθανότατα αυξάνονται, εξαιτίας της χαμηλότερης ταχύτητας τους μέσα στους πιο χαλαρούς εδαφικούς σχηματισμούς που επικρατούν στο συγκεκριμένο τμήμα του ειδικού δικτύου.

Για τη διερεύνηση της επίδρασης της δομής στους χρόνους διαδρομής, το τομογραφικό πλέγμα που κατασκευάστηκε στην περιοχή μελέτης (βλέπε Κεφάλαιο 3, παράγραφος §3.2) διαιρέθηκε σε τρεις παράλληλες ζώνες ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης (Σχήμα 4.2). Η πρώτη ζώνη περιλαμβάνει το ΒΑ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος, όπου παρατηρείται επιφανειακή εμφάνιση των πετρωμάτων του γεωλογικού υποβάθρου. Η δεύτερη ζώνη εκτείνεται στο κεντρικό τμήμα της περιοχής μελέτης και αντιστοιχεί στην πλευρική μετάβαση των σχηματισμών του υποβάθρου προς τα ΝΔ, η οποία χαρακτηρίζεται από απότομες κλίσεις των στρωμάτων του υπεδάφους. Τέλος, η τρίτη ζώνη εντοπίζεται στο ΝΔ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος, σε θέσεις που το πάχος των ιζηματογενών σχηματισμών αναμένεται να είναι αυξημένο. Σκοπός της συγκεκριμένης διαίρεσης της περιοχής μελέτης ήταν η ομαδοποίηση των δεδομένων χρόνων διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων σε ζώνες με διαφορετικές γεωλογικές συνθήκες. Με αυτό τον τρόπο, η παρατήρηση διαφοροποιήσεων στη συμπεριφορά των δεδομένων συνδέεται αποκλειστικά με τις αλλαγές στη γεωλογική δομή. Για τον καθορισμό της θέσης των δεδομένων στο τομογραφικό πλέγμα και την ομαδοποίηση τους στις τρεις αυτές ζώνες, χρησιμοποιήθηκαν οι συντεταγμένες του κεντρικού σημείου της ακτίνας στην οποία αντιστοιχούν (μαύροι κύκλοι στο Σχήμα 4.2).

Στο Σχήμα 4.3 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της ομαδοποίησης των χρόνων διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων για την ενδεικτική συχνότητα των 4Hz. Η απεικόνιση των δεδομένων γίνεται με διαφορετική χρωματική κλίμακα, ανάλογα με τη ζώνη που ανήκουν. Η χαρτογράφηση του συνόλου των δεδομένων (Σχήμα 4.3a) εμφανίζει μεγάλη διασπορά, με τις ταχύτητες των επιφανειακών κυμάτων να κυμαίνονται μεταξύ 250 και 2000m/sec. Αντίθετα, η εικόνα που προκύπτει από τη χαρτογράφηση των δεδομένων κάθε ζώνης είναι πολύ διαφορετική. Πιο αναλυτικά, στο ΒΑ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος (Σχήμα 4.3b), παρατηρείται μία γραμμική τάση των δεδομένων με σχετικά μικρή διασπορά των χρόνων διαδρομής. Η σχετικά μικρή κλίση της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων που προσαρμόστηκε στα δεδομένα, φανερώνει την υψηλή τιμή της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων, με ταχύτητα που προσεγγίζει την τιμή των 1100m/sec. Αντίστοιχα, στο ΝΔ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος (Σχήμα 4.3d), η γραμμική τάση των δεδομένων είναι περισσότερο εμφανής, επίσης με πολύ μικρή διασπορά των χρόνων διαδρομής. Τα επιφανειακά κύματα διαδίδονται στους πιο χαλαρούς ιζηματογενείς σχηματισμούς της ΝΔ ζώνης, με ταχύτητα ομάδας της τάξης των 350m/sec.

Το κεντρικό τμήμα της περιοχής μελέτης (Σχήμα 4.3c), αποτελεί μία μεταβατική ζώνη, όπου η γεωλογική δομή μεταβάλλεται γρήγορα σε πολύ τοπική κλίμακα. Το γεγονός αυτό οδηγεί σε αρκετά μεγάλη διασπορά των χρόνων διαδρομής, αφού τα δεδομένα προέρχονται από ακτίνες του ειδικού δικτύου που επηρεάζονται από διαφορετικές γεωλογικές συνθήκες. Ένα μέρος



Σχήμα 4.3: Αποτελέσματα της ομαδοποίησης των δεδομένων χρόνων διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh για τη συχνότητα των 4Hz στην περιοχή μελέτης. Η χρωματική κλίμακα των δεδομένων είναι ανάλογη με τη ζώνη στην οποία ανήκουν, σύμφωνα με την διαίρεση της περιοχής μελέτης που απεικονίζεται στο Σχήμα 4.2. Είναι εμφανής οι διαφορές στην κατανομή και στην κλίση των δεδομένων κάθε ζώνης: a) χρόνοι διαδρομής για όλες τις ζώνες, b) χρόνοι διαδρομής στη BA ζώνη, όπου εμφανίζεται το γεωλογικό υπόβαθρο στην επιφάνεια του εδάφους, c) χρόνοι διαδρομής στη μεταβατική ζώνη και d) χρόνοι διαδρομής στη ΝΔ ζώνη, όπου επηρεάζονται από την παρουσία σχετικά μεγάλου πάχους ιζηματογενών σχηματισμών στην εδαφική δομή.

των δεδομένων αντιστοιχεί σε επιφανειακά κύματα που η ταχύτητα τους καθορίζεται από την παρουσία του γεωλογικού υποβάθρου σε μικρό βάθος από την επιφάνεια του εδάφους. Αντίθετα, στην περιοχή που βρίσκεται κοντά στο όριο με τη ΝΔ ζώνη, η ταχύτητα των επιφανειακών κυμάτων μειώνεται λόγω του αυξανόμενου πάχους των ιζημάτων. Η μέση τιμή της ταχύτητας στο κεντρικό τμήμα του τομογραφικού πλέγματος πρακτικά εκφράζει το μέσο όρο δύο ακραίων ζωνών (στα ΒΑ και ΝΔ), προσεγγίζοντας τα 570m/sec. Αξίζει να σημειωθεί ότι η ομαδοποίηση των δεδομένων χρόνων διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων θα ήταν περισσότερο αποτελεσματική με τη χρήση μίας πιο ακριβής μεθόδου. Για παράδειγμα, αν λαμβανόταν υπόψη το ποσοστό του μήκους της ακτίνας που εντοπίζεται σε μία ζώνη και όχι απλά ένα σημείο της. Όμως, ακόμα και με τον απλουστευμένο τρόπο που χρησιμοποιήθηκε στην περιοχή μελέτης, τα αποτελέσματα της ομαδοποίησης των δεδομένων είναι σε πολύ ικανοποιητικό βαθμό συμβατά με τη γεωλογική δομή του υπεδάφους.



Σχήμα 4.4: Μεταβολή της μέσης ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh σε συνάρτηση με την απόσταση της προβολής του κεντρικού σημείου κάθε ακτίνας του ειδικού δικτύου πάνω στην κεντρική διαγώνιο του τομογραφικού πλέγματος, για διαφορετικές τιμές της συχνότητας. Διακρίνεται η επίδραση των πετρωμάτων του γεωλογικού υποβάθρου στις ταχύτητες των επιφανειακών κυμάτων για κάθε συχνότητα (περίπου στην απόσταση των 450 με 650m), καθώς κινούμαστε από τα ΝΔ στα BA στην περιοχή μελέτης.

Γενικά, η αύξηση της ταχύτητας των επιφανειακών κυμάτων που παρατηρείται στις καμπύλες χρόνων διαδρομής από το ΝΔ προς το ΒΑ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος, βρίσκεται σε εξαιρετική συμφωνία με τις διαθέσιμες πληροφορίες για τη γεωλογική δομή. Τα γεωφυσικά δεδομένα επαληθεύουν τη θεώρηση ενός περίπου 2D εδαφικού μοντέλου στην περιοχή μελέτης. Για την ανάδειξη της 2D γεωμετρίας των γεωλογικών σχηματισμών του υπεδάφους και τη μελέτη των μεταβολών της ταχύτητας των επιφανειακών κυμάτων με μεγαλύτερη λεπτομέρεια, το κεντρικό σημείο κάθε ακτίνας προβλήθηκε πάνω στην κεντρική διαγώνιο του τομογραφικού πλέγματος με ΝΔ-ΒΑ διεύθυνση. Οι χρόνοι διαδρομής χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό της μέσης ταχύτητας των επιφανειακών κυμάτων σε διαφορετικές θέσεις κατά μήκος της διαγωνίου με τη χρήση ενός κινούμενου παραθύρου μήκους 100m, με αλληλοεπικάλυψη 50%. Με αυτό τον τρόπο, υπολογίστηκε η μέση ταχύτητα των επιφανειακών κυμάτων ανά 50m, η οποία και παρουσιάζεται σε συνάρτηση με την απόσταση πάνω στη κεντρική



Σχήμα 4.5: Κατανομή της βραδύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh σε συνάρτηση με τη συχνότητα και την απόσταση της προβολής του κεντρικού σημείου κάθε ακτίνας του ειδικού δικτύου πάνω στην κεντρική διαγώνιο του τομογραφικού πλέγματος. Στις τιμές της βραδύτητας προσαρμόστηκε μία ομαλή επιφάνεια παρεμβολής με τη χρήση ενός πολυωνύμου τρίτης τάξης. Παρατηρείται μείωση της βραδύτητας, καθώς κινούμαστε προς τα ΒΑ και σε χαμηλότερες συχνότητες.

διαγώνιο του τομογραφικού πλέγματος στο Σχήμα 4.4 για διάφορες τιμές της συχνότητας. Από το σχήμα φαίνεται η σταδιακή αύξηση της ταχύτητας των επιφανειακών κυμάτων για κάθε τιμή της συχνότητας, από τα ΝΔ προς τα ΒΑ στην περιοχή μελέτης. Για παράδειγμα, στο εύρος αποστάσεων από 0 έως 200m (NΔ τμήμα) η μέση ταχύτητα των επιφανειακών κυμάτων κυμαίνεται στα 300 με 400m/sec, ενώ στα 700 έως 900m (BA τμήμα) η ταχύτητα τους κυμαίνεται μεταξύ 850 και 2000m/sec. Επιπλέον, η απόσταση στην οποία παρατηρείται απότομη αύξηση της ταχύτητας μετατοπίζεται προς τα ΒΑ σε υψηλότερες συχνότητες. Η παρατήρηση αυτή εξηγείται από το μικρό βάθος διείσδυσης στη δομή του υπεδάφους των επιφανειακών κυμάτων που διαδίδονται με υψηλές συχνότητες, τα οποία επηρεάζονται από το γεωλογικό υπόβαθρο μόνο στο ΒΑ τμήμα της τομής. Αντίθετα, επιφανειακά κύματα χαμηλότερων συχνοτήτων παρουσιάζουν μεγαλύτερες ταχύτητες σε αποστάσεις εκτός του ΒΑ τμήματος, όπου το γεωλογικό υπόβαθρο βυθίζεται προς τα ΝΔ, εξαιτίας του μεγαλύτερου βάθους διείσδυσης.

Για την ποσοτικοποίηση των αποτελεσμάτων που παρουσιάζονται στο Σχήμα 4.4, κατασκευάστηκε ένα κατάλληλο διάγραμμα που απεικονίζει την κατανομή των τιμών της βραδύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων σε συνάρτηση με την απόσταση πάνω στη διαγώνιο του τομογραφικού πλέγματος και τη συχνότητα (Σχήμα 4.5). Στις τιμές της βραδύτητας, όπως προέκυψαν από το σύνολο των χρόνων διαδρομής για όλες τις συχνότητες και όλες τις θέσεις του κέντρου της κάθε ακτίνας, προσαρμόστηκε μία ομαλή επιφάνεια παρεμβολής με τη χρήση ενός πολυωνύμου τρίτης τάξης. Το διάγραμμα του Σχήματος 4.5 προβάλλει με ένα συνοπτικό τρόπο την επίδραση της συχνότητας και της σχετικής θέσης των ακτινών του ειδικού δικτύου κατά μήκος της διαγωνίου στις τιμές της βραδύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων.

4.2 Προκαταρκτικό Μοντέλο Μεταβολής της Ταχύτητας Ομάδας με τη Συχνότητα

Η τομογραφική αντιστροφή χρόνων διαδρομής επιφανειακών κυμάτων αποτελεί ένα από τα ελάχιστα γραμμικά προβλήματα που συναντώνται στη Γεωφυσική για την εκτίμηση της δομής του υπεδάφους. Στην περίπτωση της τομογραφικής μεθόδου εδαφικού θορύβου που εφαρμόζεται στην περιοχή μελέτης, τα δεδομένα χρόνων διαδρομής από κάθε ακτίνα του ειδικού δικτύου συνδέονται με απλές γραμμικές εξισώσεις με την ταχύτητα (ή βραδύτητα) ομάδας των επιφανειακών κυμάτων μέσα στα αντίστοιχα κελιά ή κόμβους του τομογραφικού πλέγματος που διαπερνούν. Στόχος της τομογραφικής αντιστροφής δεδομένων είναι η παραγωγή ενός γεωφυσικού μοντέλου ταχυτήτων του υπεδάφους που να περιγράφει με βέλτιστο τρόπο το σύνολο των παρατηρούμενων χρόνων διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων. Η επίλυση του τομογραφικού προβλήματος, όπως και γενικότερα κάθε αντίστροφου προβλήματος, πραγματοποιείται με στατιστική έννοια. Έτσι, οι ταχύτητες (ή οι βραδύτητες) των επιφανειακών κυμάτων σε κάθε κελί του τομογραφικού πλέγματος μπορούν να υπολογιστούν με την εφαρμογή της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων επιλύοντας το σύστημα των γραμμικών εξισώσεων που εκφράζει μαθηματικά το τομογραφικό πρόβλημα.

Η γραμμικότητα του προβλήματος της σεισμικής τομογραφίας χρόνων διαδρομής προσφέρει τη δυνατότητα επιλογής μεταξύ δύο διαφορετικών προσεγγίσεων για την επίλυση του. Η πρώτη προσέγγιση στηρίζεται στον υπολογισμό «απόλυτων» τιμών της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων σε κάθε κελί του τομογραφικού πλέγματος. Η λύση αυτή προκύπτει Κεφάλαιο 4°

από την απευθείας χρήση των παρατηρούμενων χρόνων διαδρομής στις εξισώσεις του γραμμικού συστήματος. Από την άλλη μεριά, η δεύτερη προσέγγιση περιλαμβάνει τον υπολογισμό κατάλληλων διορθώσεων της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων με βάση ένα προκαταρκτικό μοντέλο (Starting Model) δομής. Σε αυτή την περίπτωση, στις γραμμικές εξισώσεις εισάγονται οι διαφορές των παρατηρούμενων δεδομένων με τις θεωρητικούς χρόνους διαδρομής που προβλέπονται από το προκαταρκτικό μοντέλο. Οι διαφορές ανάμεσα στους παρατηρούμενους και θεωρητικούς χρόνους διαδρομής καλούνται χρονικά υπόλοιπα (Time Residuals) και σε συνδυασμό με την κατασκευή του προκαταρκτικού μοντέλου δομής αντιστοιχούν στην τυπική προσέγγιση που ακολουθείται για την επίλυση μη γραμμικών αντίστροφων προβλημάτων.

Για την τομογραφική αντιστροφή των χρόνων διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων στην περιοχή μελέτης επιλέχθηκε η δεύτερη προσέγγιση, η οποία περιλαμβάνει τη χρήση ενός προκαταρκτικού μοντέλου δομής ταχυτήτων του υπεδάφους και την υιοθέτηση χρονικών υπολοίπων. Με αυτό τον τρόπο, υπολογίστηκαν κατάλληλες διορθώσεις που οδήγησαν στην εκτίμηση της χωρικής κατανομής της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων. Η επιλογή αυτής της προσέγγισης αντιστροφής των δεδομένων στηρίχθηκε στο γεγονός ότι παρουσιάζει δύο βασικά πλεονεκτήματα. Πρώτον, η ελαχιστοποίηση των χρονικών υπολοίπων προσφέρει μία σαφή εικόνα για την προσαρμογή και τη σύγκλιση του παραγόμενου γεωφυσικού μοντέλου ταχυτήτων με την πραγματική εδαφική δομή του υπεδάφους. Δεύτερον, ο υπολογισμός διορθώσεων στο προκαταρκτικό μοντέλο επιτρέπει την καλύτερη αξιολόγηση των σφαλμάτων του μοντέλου (Model Errors) που προκύπτει από την τομογραφική αντιστροφή. Η αξιολόγηση των σφαλμάτων του παραγόμενου γεωφυσικού μοντέλου σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος βοηθάει στην εκτίμηση της αξιοπιστίας των αποτελεσμάτων. Επιπλέον, είναι δυνατή η οριοθέτηση τμημάτων στην περιοχή μελέτης για τα οποία η άντληση γεωφυσικών πληροφοριών είναι περιορισμένη από τα διαθέσιμα δεδομένα.

Η μεταβολή της ταχύτητας ομάδας σε συνάρτηση με τη συχνότητα για το προκαταρκτικό μοντέλο δομής που χρησιμοποιήθηκε στην περιοχή μελέτης, παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.6. Από το σχήμα παρατηρούμε ότι η μέση στάθμη της ταχύτητας ομάδας κυμαίνεται περίπου στα 550m/sec, ενώ τα σφάλματα υπολογισμού της σε όλο το φάσμα συχνοτήτων εμφανίζουν σχετικά υψηλές τιμές. Οι υψηλές τιμές των σφαλμάτων οφείλονται στη



Σχήμα 4.6: Προκαταρκτικό μοντέλο μεταβολής της μέσης ταχύτητας ομάδας με τη συχνότητα στην περιοχή μελέτης, το οποίο χρησιμοποιήθηκε για την τομογραφική αντιστροφή των δεδομένων χρόνων διαδρομής. Οι τιμές της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων υπολογίζονται από τον μέσο όρο του συνόλου των δεδομένων για κάθε διακριτή τιμή της συχνότητας, ενώ η μέση τιμή του είναι περίπου 550m/sec. Οι υψηλές τιμές των σφαλμάτων που παρατηρούνται, οφείλονται οτο γεγονός ότι τα δεδομένα προέρχονται από ακτίνες του ειδικού δικτύου που επηρεάζονται από έντονα διαφορετικές γεωλογικές συνθήκες.

μεγάλη διασπορά των δεδομένων χρόνων διαδρομής (βλέπε και Σχήμα 4.1), αφού προέρχονται από ακτίνες του ειδικού δικτύου που διατρέχουν περιοχές με διαφορετική γεωλογική δομή.

4.3 Τομογραφία Χρόνων Διαδρομής Επιφανειακών Κυμάτων

Οι παρατηρούμενοι χρόνοι διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων, t₁, t₂, ..., t_N κατά μήκος των N ακτινών του εγκατεστημένου ειδικού δικτύου στην περιοχή μελέτης, συνδέονται με τη βραδύτητα, s, της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους με την παρακάτω σχέση:

$$t_i = \int_{L_i} s dl$$
 $i = 1, 2, ..., N$ (4.1)

Κεφάλαιο 4°

όπου Li είναι το μήκος της ακτίνας για το i ζεύγος σταθμών του ειδικού δικτύου. Στη γενική περίπτωση, θεωρούμε ότι η διάδοση των επιφανειακών κυμάτων κατά μήκος κάθε ακτίνας του ειδικού δικτύου ακολουθεί τη διαδρομή ελαχίστου χρόνου σύμφωνα με την αρχή του Fermat (Fermat's Principle). Συνήθως, η γεωμετρία των ακτινών είναι πολύπλοκη και εξαρτάται από τις μεταβολές στην κατανομή της ταχύτητας των ελαστικών κυμάτων μέσα στα στρώματα της δομής του υπεδάφους. Για αυτό το λόγο, χρησιμοποιούνται κατάλληλες τεχνικές ιχνηλάτησης των ακτινών (Ray Tracing) για την ακριβή ή προσεγγιστική ανίχνευση της πορείας τους από την πηγή των ελαστικών κυμάτων έως το δέκτη που καταγράφονται (π.χ. Thurber & Kissling 2000). Όμως, στην ειδική περίπτωση της τομογραφικής μεθόδου που εφαρμόζεται στην περιοχή μελέτης, οι πηγές εδαφικού θορύβου δρουν στην επιφάνεια της Γης ή σε πολύ μικρό βάθος. Το αποτέλεσμα αυτού του γεγονότος είναι ότι η διάδοση του κυματικού πεδίου του εδαφικού θορύβου πραγματοποιείται κυρίως στα ανώτερα στρώματα της εδαφικής δομής, αφού κυριαρχούν τα επιφανειακά κύματα. Έτσι, μπορούμε να θεωρήσουμε ότι οι ακτίνες των επιφανειακών κυμάτων μεταξύ των σταθμών του ειδικού δικτύου έχουν κατά προσέγγιση τη μορφή ευθύγραμμων τμημάτων.

Σε κάθε περίπτωση, η ενέργεια των επιφανειακών κυμάτων δεν επηρεάζεται μόνο από τα υλικά σημεία του μέσου διάδοσης κατά μήκος της ακτίνας, αλλά από ένα τρισδιάστατο χώρο που την περικλείει. Ο χώρος αυτός ονομάζεται όγκος ή ζώνη Fresnel (Fresnel Volume ή Zone). Για ένα συγκεκριμένο ζεύγος σταθμών του ειδικού δικτύου στην περιοχή μελέτης, ο όγκος Fresnel αποτελεί το γεωμετρικό τόπο των σημείων του χώρου, μέσα στον οποίο ο χρόνος διαδρομής ενός επιφανειακού κύματος κατά μήκος οποιασδήποτε ακτίνας που συνδέει τους δύο σταθμούς, είναι μικρότερος ή ίσος από τη μισή του περίοδο (T/2). Το σχήμα του όγκου Fresnel εξαρτάται από τη συχνότητα και την ταχύτητα διάδοσης του επιφανειακού κύματος στη δομή του υπεδάφους. Στην περίπτωση εφαρμογής της τομογραφίας εδαφικού θορύβου σε δύο διαστάσεις, ο όγκος Fresnel κάθε ακτίνας του ειδικού δικτύου έχει ελλειψοειδές σχήμα. Για τον υπολογισμό του χρησιμοποιήθηκε η γεωμετρική προσέγγιση των Červený & Soares (1992) για ομογενή γη, εξαιτίας της ακρίβειας που προσφέρει ακόμα και σε ανομοιογενή δομή (Soupios et al. 2001, Husen & Kissling 2001), καθώς και της εξοικονόμησης υπολογιστικού χρόνου.

Οι ευθύγραμμες ακτίνες διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων και η διακριτοποίηση της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους με ένα κατάλληλο

τομογραφικό πλέγμα *M* κελιών (ή ισοδύναμα κόμβων), επιτρέπουν τη γραμμική συσχέτιση των δεδομένων χρόνων διαδρομής με την κατανομή της βραδύτητας στην περιοχή μελέτης. Ειδικότερα, ο χρόνος διαδρομής, *t_i*, της *i* ακτίνας του ειδικού δικτύου προκύπτει από το άθροισμα:

$$t_i = l_1 s_1 + l_2 s_2 + \dots + l_M s_M \tag{4.2}$$

$$t_i = \sum_{j=1}^M l_j s_j \tag{4.3}$$

όπου *l_j* και *s_j*, με *j* = 1, 2, ..., *M*, είναι το μήκος της ακτίνας και η βραδύτητα της γεωφυσικής δομής μέσα στο *j* κελί του τομογραφικού πλέγματος, αντίστοιχα. Τα μήκη *l_j* είναι μηδενικά για όσα κελιά δεν διαπερνά η *i* ακτίνα.

Σύμφωνα με τις παραπάνω σχέσεις, ο χρόνος διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων που υπολογίζεται για ένα ζεύγος σταθμών του ειδικού δικτύου, αντανακλά τη μεταβολή της βραδύτητας της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους κατά μήκος της ακτίνας που τους συνδέει. Η συγκεκριμένη ακτίνα επηρεάζεται και μπορεί να παρέχει πληροφορίες μόνο για ένα περιορισμένο αριθμό κελιών του τομογραφικού πλέγματος που διαπερνά. Επιπρόσθετα, μία μόνο παρατήρηση του χρόνου διαδρομής δεν μπορεί να περιγράψει τον τρόπο κατανομής της βραδύτητας μέσα στα κελιά κατά μήκος της ακτίνας (μία εξίσωση για την εύρεση Μ αγνώστων). Για παράδειγμα, μία έντονη τοπική διαφοροποίηση της βραδύτητας σε μικρό τμήμα της ακτίνας, έχει το ίδιο αποτέλεσμα στον υπολογισμό του χρόνου διαδρομής με μία μικρότερη, η οποία εκτείνεται χωρικά σε μεγαλύτερη έκταση. Για την αξιόπιστη ανάκτηση της βραδύτητας του γεωφυσικού μοντέλου στο σύνολο των κελιών του τομογραφικού πλέγματος, είναι απαραίτητη η χρήση δεδομένων χρόνων διαδρομής από ένα σημαντικό αριθμό διασταυρουμένων ακτινών στην περιοχή μελέτης. Λαμβάνοντας υπόψη ότι τα παρατηρούμενα δεδομένα περιέχουν σφάλματα, ο αριθμός των ακτινών είναι συνήθως μεγαλύτερος από τον αριθμό των κελιών του τομογραφικού πλέγματος (N > M). Με αυτό τον τρόπο, καταλήγουμε σε ένα υπερκαθορισμένο (Overdetermined) σύστημα Ν γραμμικών εξισώσεων (ίσο με τον αριθμό των ακτινών του ειδικού δικτύου) με Μ αγνώστους, που αντιστοιχούν στις τιμές της βραδύτητας, s_i με j = 1, 2, ..., M, της γεωφυσικής δομής μέσα σε κάθε κελί του τομογραφικού πλέγματος. Το συγκεκριμένο σύστημα γραμμικών εξισώσεων μπορεί να γραφτεί με τη μορφή πινάκων ως:

Κεφάλαιο 4°

$$t = Ls \tag{4.4}$$

όπου t ο πίνακας στήλη (N×1) που περιέχει τα δεδομένα χρόνων διαδρομής, ενώ L και s, ο πίνακας (N×M) και ο πίνακας στήλη (M×1) που περιέχουν τα μήκη των ακτινών του ειδικού δικτύου και τις τιμές της βραδύτητας της γεωφυσικής δομής μέσα σε κάθε κελί του τομογραφικού πλέγματος, αντίστοιχα. Σημειώνεται ότι στην παρούσα διδακτορική διατριβή ο υπολογισμός της βραδύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων έγινε σε ένα ορθογώνιο πλέγμα κόμβων (αντί κελιών) του τομογραφικού πλέγματος, θεωρώντας διγραμμική παρεμβολή του πεδίου βραδύτητας ανάμεσα στους κόμβους. Η προσέγγιση αυτή επιτρέπει την ανάκτηση μοντέλων με ομαλές χωρικές μεταβολές, χωρίς την παρουσία τεχνητών ασυνεχειών που επιβάλλει η χρήση κελιών σταθερής βραδύτητας.

Τα υπερκαθορισμένα γραμμικά συστήματα όπως αυτό της σχέσης (4.4), επιλύονται μόνο με στατιστική έννοια, αφού αποτελούνται από ένα σύνολο εξισώσεων που χαρακτηρίζονται ως μη συμβιβαστές (inconsistent) εξαιτίας των σφαλμάτων που περιέχουν. Επακόλουθο αυτού του γεγονότος είναι ότι καμία κατανομή της βραδύτητας δεν μπορεί να περιγράψει ακριβώς τα παρατηρούμενα δεδομένα. Συνεπώς, η επίλυση του πραγματοποιείται με την εφαρμογή της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων και η κατανομή της βραδύτητας στην περιοχή μελέτης προκύπτει από την παρακάτω σχέση:

$$\boldsymbol{s} = (\boldsymbol{L}^T \boldsymbol{L})^{-1} \boldsymbol{L}^T \boldsymbol{t} \tag{4.5}$$

Η λύση ελαχίστων τετραγώνων της Σχέσης (4.5), παρουσιάζει πολύ συχνά ιδιαίτερες δυσκολίες και αστάθειες. Μία από τις σημαντικότερες δυσκολίες που συναντάται στα περισσότερα αντίστροφα προβλήματα είναι η μη-μοναδικότητα της λύσης. Ενδεικτικά αναφέρεται ότι ένα πλήθος διαφορετικών γεωφυσικών μοντέλων κατανομής της βραδύτητας στο υπέδαφος, μπορεί να περιγράψει πρακτικά ισοδύναμα τα παρατηρούμενα δεδομένα χρόνων διαδρομής. Η μη-μοναδικότητα της λύσης και η εμφάνιση ασταθειών στους υπολογισμούς του αντίστροφου τομογραφικού προβλήματος απορρέουν άμεσα από δύο κύριες κατηγορίες σφαλμάτων. Πρώτον, όπως αναφέρθηκε, από τα σφάλματα παρατήρησης (Observation Errors)

Τομογραφία Χρόνων Διαδρομής Επιφανειακών Κυμάτων στην Περιοχή Μελέτης

των δεδομένων και δεύτερον, από τα σφάλματα παραμετροποίησης (Parameterization Errors) της δομής του υπεδάφους. Ο διαχωρισμός της περιοχής μελέτης σε κελιά (ή κόμβους) σταθερής βραδύτητας αποτελεί ένα αποτελεσματικό, αλλά συγχρόνως απλοποιημένο τρόπο αναπαράστασης της πολύπλοκης φυσικής πραγματικότητας.

Η διαχείριση των παραπάνω δυσκολιών στην επίλυση του αντίστροφου τομογραφικού προβλήματος, επιτυγχάνεται με την κατάλληλη τροποποίηση της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων, έτσι ώστε να παρέχει αξιόπιστα και εύρωστα (Robust) αποτελέσματα που μειώνουν την υποκειμενικότητα της ερμηνείας τους. Οι τεχνικές τροποποίησης που έχουν αναπτυχθεί για αυτό το σκοπό, χαρακτηρίζονται από διαφορετικά πλεονεκτήματα. Η επιλογή της βέλτιστης τεχνικής εξαρτάται από τις συνθήκες εφαρμογής της τομογραφικής διαδικασίας σε μία περιοχή, καθώς και από τις διαθέσιμες εκ των προτέρων (a priori) πληροφορίες για την εδαφική δομή. Οι τροποποιήσεις της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων επικεντρώνονται κυρίως στην ταχύτητα της λύσης, στη σταθερότητα της, στη δημιουργία λύσεων με επιθυμητές ιδιότητες, κτλ. ή ακόμα και σε συνδυασμούς των παραπάνω. Οποιαδήποτε από αυτές τις τροποποιήσεις εισάγεται στο γραμμικό σύστημα εξισώσεων με τη μορφή πρόσθετων γραμμικών περιορισμών (Levenberg 1944, Marquardt 1963, Franklin 1970, Aki & Lee 1976, Constable et al. 1987, Tarantola 2005), χρησιμοποιώντας κατάλληλες σταθερές απόσβεσης (Damping) και εξομάλυνσης (Smoothing). Η χρήση περιορισμών απόσβεσης εξυπηρετεί στον έλεγχο του εύρους τιμών της βραδύτητας σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος. Με αυτό τον τρόπο, αφαιρούνται τα πλασματικά (Artificial) τοπικά μέγιστα υψηλού πλάτους που οφείλονται σε αστάθειες υπολογισμών της λύσης ελαχίστων τετραγώνων και δεν σχετίζονται με τη γεωφυσική δομή. Από την άλλη μεριά, η χρήση περιορισμών εξομάλυνσης επιτρέπει την απομάκρυνση έντονων πλευρικών διακυμάνσεων του πεδίου βραδύτητας στο χώρο του ειδικού δικτύου. Η τιμή της βραδύτητας σε κάθε κόμβο, επηρεάζεται από τις τιμές των κόμβων στην άμεση γειτονιά του, οδηγώντας τη διαδικασία της αντιστροφής σε συμβατά ή συγκρίσιμα μεταξύ τους αποτελέσματα για το σύνολο του τομογραφικού πλέγματος.

Για την εφαρμογή της τομογραφίας χρόνων διαδρομής επιφανειακών κυμάτων στην περιοχή μελέτης και την παραγωγή τομογραφικών εικόνων της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους, θεωρήσαμε ομαλή μεταβολή της βραδύτητας στο χώρο του ειδικού δικτύου. Η περιγραφή αυτής της μεταβολής εκφράστηκε μαθηματικά με τη χρήση του τελεστή *Laplace*, **∇**². Συγχρόνως,

ήταν επιθυμητή η απόσβεση και η χωρική εξομάλυνση (Spatial Smoothing) του πεδίου βραδύτητας, ακολουθώντας παρόμοια διαδικασία με τις περισσότερες περιπτώσεις τομογραφίας που στηρίζονται στην επεξεργασία επιφανειακών κυμάτων (Barmin et al. 2001). Η εισαγωγή των σταθερών απόσβεσης και τομογραφικού χωρικής εξομάλυνσης στο γραμμικό σύστημα του προβλήματος, πραγματοποιήθηκε με δύο κατάλληλους πολλαπλασιαστές Lagrange. Οι τιμές των πολλαπλασιαστών ρυθμίζουν το ποσοστό επιρροής των περιορισμών της απόσβεσης και εξομάλυνσης στα αποτελέσματα της τομογραφίας. Για παράδειγμα, υψηλές τιμές της απόσβεσης προκαλούν έντονη ελάττωση των τιμών της βραδύτητας, η οποία έχει ως συνέπεια τη σημαντική απώλεια πληροφοριών για τη δομή του υπεδάφους. Παράλληλα, υψηλές τιμές της χωρικής εξομάλυνσης τείνουν να παράγουν σχεδόν ομογενή γεωφυσικά μοντέλα δομής, που εμφανίζουν εξαιρετικά μειωμένη πλευρική διακριτική ικανότητα. Αντίθετα, χαμηλές τιμές στις σταθερές απόσβεσης και χωρικής εξομάλυνσης είναι δυνατό να οδηγήσουν σε αστάθειες στους υπολογισμούς και μη αξιόπιστα αποτελέσματα. Με την προσθήκη των περιορισμών της απόσβεσης και χωρικής εξομάλυνσης, το γραμμικό σύστημα της σχέσης (4.4) μετατρέπεται στο:

$$\begin{bmatrix} \boldsymbol{L} \\ \lambda \nabla_{xy}^2 \\ \varepsilon \boldsymbol{I} \end{bmatrix} \boldsymbol{s} = \begin{bmatrix} \boldsymbol{t} \\ \boldsymbol{0} \\ \boldsymbol{0} \end{bmatrix}$$
(4.6)

όπου ο όρος ∇^2_{xy} περιγράφει την οριζόντια μεταβολή της βραδύτητας μεταξύ των κόμβων του τομογραφικού πλέγματος, λ και ε είναι οι πολλαπλασιαστές *Lagrange* για την εισαγωγή των παραμέτρων της χωρικής εξομάλυνσης και απόσβεσης, αντίστοιχα, και *I* ο μοναδιαίος πίνακας.

Αν και η επίλυση της σχέσης (4.6) οδηγεί σε ρεαλιστικές κατανομές της βραδύτητας στην περιοχή μελέτης για κάθε διακριτή τιμή της συχνότητας, δεν είναι εφικτός ο έλεγχος και η συσχέτιση των αποτελεσμάτων που προκύπτουν για τη χωρική κατανομή της ταχύτητας ομάδας μεταξύ «γειτονικών» τιμών συχνοτήτων. Το συνολικό διαθέσιμο πλήθος των δεδομένων χρόνων διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων, καθώς και η κάλυψη ακτινών του ειδικού δικτύου, διαφέρουν ανάλογα με την τιμή της συχνότητας. Η συγκεκριμένη διαφοροποίηση έχει άμεσο αντίκτυπο στον υπολογισμό των σφαλμάτων της βραδύτητας, προκαλώντας την εμφάνιση σημαντικών τομογραφικού πλέγματος. Για τον έλεγχο τέτοιου είδους αριθμητικών ασταθειών στα αποτελέσματα της τομογραφίας, θεωρήσαμε ότι η βραδύτητα μεταβάλλεται ομαλά ανάμεσα σε διαδοχικές τιμές συχνοτήτων στον ίδιο κόμβο του τομογραφικού πλέγματος. Η μαθηματική έκφραση και περιγραφή αυτής της μεταβολής πραγματοποιήθηκε με τη χρήση ενός δεύτερου τελεστή *Laplace*, **V**², ο οποίος αντιστοιχεί στην εισαγωγή διασυχνοτικής εξομάλυνσης (*Interfrequency Smoothing*) στο γραμμικό σύστημα εξισώσεων (Hannemann et al. 2014). Η ρύθμιση του γραμμικού αυτού περιορισμού επιτυγχάνεται και σε αυτή την περίπτωση, με ένα κατάλληλο, ξεχωριστό, πολλαπλασιαστή *Lagrange*. Με την προσθήκη της διασυχνοτικής εξομάλυνσης καταλήγουμε στο παρακάτω γραμμικό σύστημα:

$$\begin{bmatrix} \mathbf{L} \\ \lambda \nabla_{xy}^{2} \\ \mu \nabla_{f}^{2} \\ \varepsilon \mathbf{I} \end{bmatrix} \mathbf{s} = \begin{bmatrix} \mathbf{t} \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix}$$
(4.7)

όπου ο τελεστής ∇^2_f περιγράφει τη μεταβολή (δεύτερη παράγωγο) της βραδύτητας μεταξύ των διαφορετικών διακριτών τιμών της συχνότητας για τον ίδιο κόμβο του τομογραφικού πλέγματος και μ είναι ο πολλαπλασιαστής Lagrange για την εισαγωγή της παραμέτρου της διασυχνοτικής εξομάλυνσης.

Αξίζει να σημειωθεί ότι ο πίνακας L στη σχέση (4.7), ο οποίος περιέχει τα μήκη των ακτινών του ειδικού δικτύου σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος είναι γενικά αραιός (Sparse), δηλαδή περιέχει σημαντικό αριθμό μηδενικών στοιχείων. Επομένως, η επίλυση της σχέσης (4.7) με τη χρήση κατάλληλων αλγόριθμων, όπως π.χ. με τη μέθοδο LSQR (Paige & Saunders 1982, Nolet 1987), απαιτεί ελάχιστο υπολογιστικό χρόνο. Παρόλα αυτά, προτιμήθηκε ο υπολογισμός του γενικευμένου αντίστροφου πίνακα (Generalized Inverse Matrix) του γραμμικού συστήματος. Ο γενικευμένος αντίστροφος, αν και γενικά επιβραδύνει τη διαδικασία επίλυσης, προσφέρει τη δυνατότητα καθορισμού του πίνακα διακριτικής ικανότητας (Resolution Matrix) της τομογραφικής αντιστροφής, καθώς και του πίνακα συμμεταβλητότητας (Covariance Matrix) των παραμέτρων του γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους. Με βάση αυτούς τους πίνακες προκύπτουν δύο σημαντικές πληροφορίες που σχετίζονται άμεσα με την αξιοπιστία των αποτελεσμάτων. Η πρώτη πληροφορία αντιστοιχεί στο μήκος διακριτικής ικανότητας (Resolving Length), που περιγράφει τη χωρική κλίμακα των ανωμαλιών βραδύτητας για Κεφάλαιο 4°

την οποία υπάρχει δυνατότητα αξιόπιστης ανάκτησης της από τα διαθέσιμα δεδομένα χρόνων διαδρομής (Jackson 1979, Toomey & Foulger 1989, Michellini & McEvilly 1991, Menke 2012). Η δεύτερη πληροφορία αφορά τα σφάλματα προσδιορισμού της βραδύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων του γεωφυσικού μοντέλου (*Model Errors*). Κατά συνέπεια, κόμβοι του τομογραφικού πλέγματος που δεν ικανοποιούν τα απαραίτητα κριτήρια αξιοπιστίας (π.χ. παρουσιάζουν υψηλές τιμές σφαλμάτων), μπορούν να αποκλειστούν από την ερμηνεία των αποτελεσμάτων της τομογραφικής αντιστροφής.

Η εισαγωγή της διασυχνοτικής εξομάλυνσης στο γραμμικό σύστημα της σχέσης (4.7) σε συνδυασμό με τον υπολογισμό του γενικευμένου αντίστροφου πίνακα παρουσιάζει το βασικό μειονέκτημα ότι οι υπολογιστικές απαιτήσεις για την επίλυση του είναι αρκετά αυξημένες. Ωστόσο, η συνεισφορά της στην κατασκευή ομαλών τοπικών καμπύλων σκέδασης επιφανειακών κυμάτων σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος είναι καθοριστική. Παραδείγματα σύγκρισης τοπικών καμπύλων σκέδασης οι οποίες προκύπτουν με τη χρήση ή μη περιορισμών διασυχνοτικής εξομάλυνσης παρουσιάζονται στο Σχήμα 4.7, για δύο κόμβους του τομογραφικού πλέγματος στο ΒΑ και ΝΔ τμήμα του. Από το Σχήμα 4.7 παρατηρούμε ότι η χρήση της διασυχνοτικής εξομάλυνσης ομαλοποιεί τις τοπικές καμπύλες σκέδασης, αφαιρώντας μικρές, πιθανώς ασταθείς διακυμάνσεις τους. Η διασυχνοτική εξομάλυνση είναι απόλυτα συμβατή με τα διαθέσιμα δεδομένα χρόνων διαδρομής, αφού προκύπτει άμεσα από τη διαδικασία της τομογραφικής αντιστροφής. Σε αντίθεση, η μετέπειτα εφαρμογή της εξομάλυνσης στις καμπύλες σκέδασης (π.χ. με τη χρήση κάποιου κινούμενου μέσου όρου 3 ή 5 σημείων), οδηγεί σε καμπύλες που δεν είναι συμβατές με τα δεδομένα, υπό την έννοια ότι η μορφή τους δεν εξαρτάται από τις τιμές της βραδύτητας ομάδας στους γειτονικούς κόμβους του τομογραφικού πλέγματος.

Η επίλυση του γραμμικού συστήματος της σχέσης (4.7) περιλάμβανε τον υπολογισμό διορθώσεων της βραδύτητας των επιφανειακών κυμάτων με βάση ένα προκαταρκτικό μοντέλο δομής τους υπεδάφους, καθώς και την αξιολόγηση των χρονικών υπολοίπων. Σε αντίθεση με τυπικά μη-γραμμικά προβλήματα που ακολουθούν παρόμοια προσέγγιση, η επίλυση γραμμικών συστημάτων δεν είναι επαναληπτική (Iterative). Ωστόσο, σε μία προσπάθεια απομάκρυνσης δεδομένων χρόνων διαδρομής για τα οποία υπολογίζονται υψηλές τιμές χρονικών υπολοίπων (Outliers), υιοθετήθηκε μία επαναληπτική διαδικασία απόρριψης δεδομένων (Data Rejection). Πιο αναλυτικά, η αρχική



Σχήμα 4.7: Σύγκριση τοπικών καμπύλων σκέδασης επιφανειακών κυμάτων σε δύο κόμβους του τομογραφικού πλέγματος, οι οποίες προέκυψαν από την τομογραφική αντιστροφή δεδομένων χρόνων διαδρομής με τη χρήση, καθώς και χωρίς τη χρήση περιορισμών διασυχνοτικής εξομάλυνσης. *a*) τοπικές καμπύλες σκέδασης στον κόμβο με καρτεσιανές συντεταγμένες 300-300 στο NΔ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος. Στο συγκεκριμένο τμήμα αναμένεται αυξημένο πάχος των ιζηματογενών σχηματισμών του υπεδάφους. *b*) Τοπικές καμπύλες σκέδασης στον κομβαφικού πλέγματος. Στο συγκεκριμένο τμήμα αναμένεται αυξημένο πάχος των ιζηματογενών σχηματισμών του υπεδάφους. *b*) Τοπικές καμπύλες σκέδασης στον κόμβο με καρτεσιανές συντεταγμένες 600-600 στο BA τμήμα του τομογραφικού πλέγματος. Σε αυτό το τμήμα το γεωλογικό υπόβαθρο εντοπίζεται πολύ κοντά στην επιφάνεια του εδάφους. Ενδιαφέρον παρουσιάζει η διαφορά στη βραδύτητα ομάδας μεταξύ των καμπύλων του (*a*) NΔ (χαμηλής ταχύτητας) και (*b*) ΒΔ (υψηλής ταχύτητας) τμήματος του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης.

επίλυση της σχέσης (4.7) οδηγεί στην εκτίμηση του γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης, χρησιμοποιώντας το σύνολο των διαθέσιμων χρόνων διαδρομής (αρχικό δείγμα δεδομένων). Το συγκεκριμένο γεωφυσικό μοντέλο δομής μπορεί να θεωρηθεί ως προκαταρκτικό και η επίλυση της σχέσης (4.7) να επαναληφθεί. Σε κάθε επανάληψη (Iteration) υπολογίζεται το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (Root Mean Square ή RMS) των χρονικών υπολοίπων. Τα χρονικά υπόλοιπα με τιμές μεγαλύτερες από ένα πολλαπλάσιο (ενδεικτικά το διπλάσιο) του RMS απορρίπτονται από τη διαδικασία της αντιστροφής, έτσι ώστε να μειωθεί η επιρροή τους στην εκτίμηση του νέου γεωφυσικού μοντέλου δομής, θεωρώντας ότι πιθανότατα πρόκειται για λανθασμένα δεδομένα (outliers). Με αυτό τον τρόπο, αναμένεται βελτίωση του γεωφυσικού μοντέλου δομής έπειτα από ένα αριθμό επαναλήψεων, αφού χρησιμοποιείται ένα μικρότερο σύνολο χρόνων διαδρομής (τελικό δείγμα δεδομένων), απαλλαγμένο από την επίδραση των υψηλών τιμών χρονικών υπολοίπων. Συνήθως, μετά από τρεις ή τέσσερις επαναλήψεις η διαδικασία απόρριψης δεδομένων οδηγείται σε σύγκλιση, δηλαδή το RMS των χρονικών υπολοίπων παρέμενε πρακτικά αμετάβλητο. Για να αποφευχθεί η απόρριψη δεδομένων που εμφανίζουν υψηλά χρονικά



Σχήμα 4.8: Μεταβολή του αριθμού των δεδομένων χρόνων διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh για τομογραφική αντιστροφή χωρίς (μπλε καμπύλη), καθώς και με 4 επαναλήψεις απόρριψης δεδομένων (κόκκινη καμπύλη), σε συνάρτηση με τη συχνότητα. Οι αντίστοιχες τιμές του RMS χαρτογραφούνται στο ίδιο διάγραμμα (μωβ καμπύλη χωρίς την απόρριψη δεδομένων και πράσινη καμπύλη με την απόρριψη υψηλών τιμών χρονικών υπολοίπων), μαζί με τα όρια συχνοτήτων (διακεκομμένες κατακόρυφες γραμμές) για τα οποία πάνω από 50 δεδομένα χρόνων διαδρομής είναι διαθέσιμα.

υπόλοιπα, αλλά οφείλονται στην πραγματική γεωλογική δομή (π.χ. έντονες τοπικές ανωμαλίες ταχύτητας στη δομή του υπεδάφους), γίνεται επανεξέτασή τους σε κάθε επανάληψη της διαδικασίας. Έτσι, με τη διαδοχική βελτίωση του παραγόμενου γεωφυσικού μοντέλου δομής, τα δεδομένα αυτά μπορούν πιθανόν να χρησιμοποιηθούν, εφόσον πληρούν το αριθμητικό κριτήριο του *RMS* που έχει οριστεί.

Στο Σχήμα 4.8 παρουσιάζεται η μεταβολή του συνολικού αριθμού και του RMS των δεδομένων χρόνων διαδρομής σε συνάρτηση με τη συχνότητα, για τομογραφική αντιστροφή που πραγματοποιήθηκε χωρίς, καθώς και μετά από 4 επαναλήψεις απόρριψης δεδομένων, αντίστοιχα. Από το Σχήμα 4.8 παρατηρούμε την έλλειψη ικανοποιητικού αριθμού δεδομένων τόσο στις χαμηλές, όσο και στις υψηλές συχνότητες (καμπύλες με μπλε και κόκκινο χρώμα). Συγκεκριμένα, τα διαθέσιμα δεδομένα για συχνότητες μέσα στα διαστήματα από 1 έως 1.5Hz και από 20 έως 40Hz είναι λιγότερα από 40. Αντίθετα, στο διάστημα συχνοτήτων μεταξύ 2 και 15Hz είναι διαθέσιμα Τομογραφία Χρόνων Διαδρομής Επιφανειακών Κυμάτων στην Περιοχή Μελέτης

περισσότερα από 100 δεδομένα χρόνων διαδρομής, με τη μέγιστη τιμή των 250 να παρατηρείται περίπου στα 4Hz. Η έλλειψη δεδομένων στα παραπάνω διαστήματα συχνοτήτων επηρεάζει και τον υπολογισμό του *RMS* και η διαδικασία απόρριψης δεδομένων δεν είναι αποτελεσματική σε αυτές τις συχνότητες για την αναγνώριση προβληματικών χρονικών υπολοίπων (*outliers*) στο γεωφυσικό μοντέλο. Για αυτό το λόγο, παρατηρείται απότομη μεταβολή της μορφής των καμπύλων του *RMS* στις ακραίες τιμές του φάσματος των συχνοτήτων, ενώ στο ενδιάμεσο διάστημα είναι περισσότερο εμφανής μία σταθεροποίηση των τιμών τους (με μωβ και πράσινο χρώμα στο Σχήμα 4.8). Οι τιμές του *RMS* κυμαίνονται μεταξό 0.15-0.25sec και 0.3sec, για την τομογραφική αντιστροφή χωρίς, και με απόρριψη δεδομένων, αντίστοιχα.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει το γεγονός ότι, αν και η απόρριψη των δεδομένων έπειτα από 4 επαναλήψεις της διαδικασίας είναι σχετικά μικρή (η μπλε και κόκκινη καμπύλη του Σχήματος 4.8 δεν απέχουν σημαντικά), οι τιμές του RMS μειώνονται σημαντικά (σε κάποιες τιμές συχνοτήτων έως και 0.1sec). Τα ιστογράμματα των χρονικών υπολοίπων για τη διαδικασία χωρίς, καθώς και με την απόρριψη δεδομένων, θεωρώντας 1D και 3D γεωφυσικό μοντέλο δομής, παρουσιάζονται στο Σχήμα 4.9 για την ενδεικτική συχνότητα των 4Hz. Τα χρονικά υπόλοιπα που αντιστοιχούν σε 1D γεωφυσικό μοντέλο δομής προκύπτουν από τις διαφορές μεταξύ των παρατηρούμενων χρόνων διαδρομής και συνθετικών, των όπως υπολογίζονται από το προκαταρκτικό μοντέλο δομής στην περιοχή μελέτης. Από την άλλη μεριά, τα χρονικά υπόλοιπα που αντιστοιχούν σε 3D γεωφυσικό μοντέλο, υπολογίζονται από τα αποτελέσματα της τελευταίας επανάληψης της διαδικασίας αντιστροφής και την τελική κατανομή της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων. Από το Σχήμα 4.9 παρατηρούμε ότι τα ιστογράμματα των χρονικών υπολοίπων του 1D γεωφυσικού μοντέλου δομής, χωρίς (Σχήμα 4.9a) και με την απόρριψη δεδομένων (Σχήμα 4.9b), εμφανίζουν δύο πληθυσμούς που μπορούν να συσχετιστούν με τους χρόνους διαδρομής των σχηματισμών χαμηλής και υψηλής ταχύτητας στην περιοχή μελέτης, εξαιτίας της αφαίρεσης του "μέσου" προκαταρκτικού μοντέλου. Αντίθετα, τα ιστογράμματα των χρονικών υπολοίπων του 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής παρουσιάζουν κατανομή που προσεγγίζει την κανονική, με την απουσία δεδομένων στις ακραίες τιμές της και για τις δύο περιπτώσεις της αντιστροφής (Σχήματα 4.9c και 4.9d). Επομένως, η επαναληπτική διαδικασία απόρριψης δεδομένων που



Σχήμα 4.9: Ιστογράμματα χρονικών υπολοίπων από την τομογραφική αντιστροφή των χρόνων διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh για τη συχνότητα των 4Hz, θεωρώντας 1D και 3D γεωφυσικό μοντέλο δομής στην περιοχή μελέτης (επεξήγηση στο κείμενο). **a**) με τη χρήση του συνόλου των δεδομένων και 1D γεωφυσικού μοντέλου, **b**) με απόρριψη δεδομένων έπειτα από 4 επαναλήψεις της διαδικασίας αντιστροφής με 1D γεωφυσικό μοντέλο, **c**) με τη χρήση του συνόλου των δεδομένων μοντέλου, **d**) με απόρριψη δεδομένων έπειτα από 4 επαναλήψεις της συσυκό μοντέλου, **b**) μα απόρριψη του συνόλου των δεδομένων του συνόλου των δεδομένων και 3D γεωφυσικό μοντέλο.

υιοθετήθηκε στην τομογραφική αντιστροφή βελτιώνει τα αποτελέσματα και παράγει γεωφυσικά μοντέλα που προσεγγίζουν καλύτερα την πραγματική εδαφική δομή, απορρίπτοντας ένα μικρό σύνολο χρονικών υπολοίπων που δεν είναι συμβατά με το γεωφυσικό μοντέλο. Με βάση το διάγραμμα του Σχήματος 4.8, το αξιόπιστο διάστημα συχνοτήτων περιορίστηκε στο εύρος των 1.5 με 14Hz, όπου τα διαθέσιμα δεδομένα χρόνων διαδρομής ήταν περισσότερα από 50 για κάθε διακριτή τιμή της συχνότητας (σημειώνεται με μαύρες διακεκομμένες γραμμές στο Σχήμα 4.8), και στο οποίο η επαναληπτική διαδικασία οδηγούσε σε μία αξιόλογη μείωση του *RMS*. Τομογραφία Χρόνων Διαδρομής Επιφανειακών Κυμάτων στην Περιοχή Μελέτης

Η ανάκτηση ενός γεωφυσικού μοντέλου που να προσεγγίζει την πραγματική εδαφική δομή εξαρτάται από τον ορισμό των κατάλληλων τιμών της απόσβεσης και εξομάλυνσης (χωρικής και διασυχνοτικής). Οι τιμές των πολλαπλασιαστών Lagrange λ , μ και ϵ της σχέσης (4.7) για την εισαγωγή της χωρικής, της διασυχνοτικής εξομάλυνσης και της απόσβεσης, αντίστοιχα, στο γραμμικό σύστημα εξισώσεων καθορίστηκαν με τη μέθοδο δοκιμής και απόρριψης (Trial and Error). Κατά συνέπεια, πραγματοποιήθηκε παραμετρική διερεύνηση για ένα μεγάλο σύνολο τιμών και διαφορετικών συνδυασμών των σταθερών της απόσβεσης και εξομάλυνσης (χωρικής και διασυχνοτικής). Γενικά, οι τιμές της απόσβεσης μεταξύ 100 και 300, της χωρικής εξομάλυνσης μεταξύ 400 και 600 και της διασυχνοτικής εξομάλυνσης μεταξύ 800 και 1200, παρήγαγαν παρόμοια και ρεαλιστικά αποτελέσματα της κατανομής της βραδύτητας στην περιοχή μελέτης. Αντίθετα, τα αποτελέσματα της τομογραφικής αντιστροφής για τιμές μικρότερες ή μεγαλύτερες των παραπάνω διαστημάτων οδηγούσαν είτε σε γεωφυσικά μοντέλα με έντονες διακυμάνσεις των τιμών της βραδύτητας, είτε σε σχεδόν ομογενή χωρική όπου δεν ήταν δυνατή η διάκριση γεωφυσικών κατανομή της, χαρακτηριστικών της δομής. Για την επιλογή των τελικών τιμών χρησιμοποιήθηκε ο μέσος όρος των παραπάνω διαστημάτων, καταλήγοντας σε τιμές 200, 500 και 1000 για την απόσβεση, τη χωρική εξομάλυνση και τη διασυχνοτική εξομάλυνση, αντίστοιχα. Αναφέρεται ότι οι συγκεκριμένες τιμές υιοθετήθηκαν στο διάγραμμα του Σχήματος 4.8, για τη σύγκριση του RMS της τομογραφικής αντιστροφής που προκύπτει χωρίς, καθώς και με 4 επαναλήψεις απόρριψης δεδομένων.

Τα αποτελέσματα της τομογραφικής αντιστροφής δεδομένων χρόνων διαδρομής και οι παραγόμενοι χάρτες ή οι τομογραφικές εικόνες της γεωφυσικής δομής στην περιοχή μελέτης, παρουσιάζονται στην επόμενη παράγραφο για ενδεικτικές τιμές της συχνότητας. Εκτός από τη χωρική κατανομή της βραδύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων, παρουσιάζεται και η χωρική κατανομή των σχετικών σφαλμάτων προσδιορισμού της βραδύτητας, των τιμών της παραμέτρου του μήκους διακριτικής ικανότητας, καθώς και του συνολικού αριθμού των ακτινών (με το αντίστοιχο μήκους τους) που διαπερνούν τους κόμβους του τομογραφικού πλέγματος.

4.4 Χάρτες Χωρικής Κατανομής Αποτελεσμάτων Τομογραφικής Αντιστροφής Χρόνων Διαδρομής Επιφανειακών Κυμάτων

Ανεξάρτητα από τον αριθμό των επαναλήψεων της τομογραφικής διαδικασίας αντιστροφής των δεδομένων χρόνων διαδρομής και της επιλογής των τιμών της απόσβεσης και της χωρικής, διασυχνοτικής εξομάλυνσης των αποτελεσμάτων, το σύνολο των διασταυρούμενων ακτινών που διαπερνούν κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος παραμένει μία από τις σημαντικότερες παραμέτρους. Ο αριθμός και η διεύθυνση πρόσπτωσης τους στην περιοχή μελέτης συνδέεται αποκλειστικά με τη γεωμετρία του ειδικού δικτύου. Εξίσου σημαντική και συμπληρωματική παράμετρος του αριθμού των ακτινών, αποτελεί το συνολικό τους μήκος για κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος. Η χωρική κατανομή των δύο αυτών παραμέτρων στην περιοχή μελέτης παρουσιάζεται στα Σχήματα 4.10 και 4.11, αντίστοιχα, για έξι διακριτές τιμές τις συχνότητας (2, 4, 6, 8, 10 και 12Hz). Όπως είναι αναμενόμενο, οι μέγιστες τιμές του αριθμού και του μήκους των ακτινών εντοπίζονται στο κεντρικό τμήμα του τομογραφικού πλέγματος για όλες τις τιμές συχνοτήτων. Αντίθετα, στα περιφερειακά τμήματα του ειδικού δικτύου οι τιμές τους μειώνονται αισθητά, ελαττώνοντας συγχρόνως την αξιοπιστία των αποτελεσμάτων. Η έλλειψη δεδομένων στις χαμηλές (2Hz) και υψηλές (12Hz) συχνότητες επιβεβαιώνεται και σε αυτή την περίπτωση.

Η κατανομή της βραδύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων στην περιοχή μελέτης, όπως προέκυψε από την τομογραφική αντιστροφή δεδομένων χρόνων διαδρομής, παρουσιάζεται στους χάρτες του Σχήματος 4.12 για τις ίδιες διακριτές τιμές της συχνότητας. Υπενθυμίζεται ότι για την ολοκλήρωση της διαδικασίας της αντιστροφής πραγματοποιήθηκαν 4 επαναλήψεις με τη δυνατότητα απόρριψης δεδομένων με υψηλές τιμές χρονικών υπολοίπων (Outliers), ενώ οι τιμές της απόσβεσης, της χωρικής και διασυχνοτικής εξομάλυνσης ορίστηκαν στα ε =200, λ =500 και μ =1000, αντίστοιχα. Από το Σχήμα 4.12 παρατηρούμε ότι η αναγνώριση των τμημάτων του τομογραφικού πλέγματος που εμφανίζουν διαφορετικά γεωφυσικά χαρακτηριστικά είναι εφικτή σε όλους τους χάρτες, με εξαίρεση τη συχνότητα των 2Hz. Πιο αναλυτικά, παρατηρούνται χαμηλές τιμές της βραδύτητας (ή αντίστοιχα υψηλές τιμές της ταχύτητας) ομάδας των επιφανειακών κυμάτων στο ΒΑ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος, που συνδέονται με την παρουσία του γεωλογικού υποβάθρου κοντά στην επιφάνεια του εδάφους. Από την άλλη μεριά, οι τιμές της βραδύτητας


Σχήμα 4.10: Χωρική κατανομή του αριθμού των ακτινών του ειδικού δικτύου που διαπερνούν κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης, για έξι διακριτές τιμές της συχνότητας. Με μαύρη διακεκομμένη καμπύλη απεικονίζεται το επιφανειακό ίχνος της επαφής του γεωλογικού υποβάθρου με τους πρόσφατους ιζηματογενείς σχηματισμούς.

αυξάνονται (ή αντίστοιχα οι τιμές της ταχύτητας μειώνονται) καθώς κινούμαστε προς τα ΝΔ, σε θέσεις όπου το πάχος των ιζηματογενών σχηματισμών είναι σημαντικό. Η ταχεία μεταβολή της βραδύτητας μέσα σε πολύ μικρή χωρική κλίμακα, από περίπου 0.0005sec/m (2000m/sec) στο BA τμήμα σε 0.003sec/m (330m/sec) στο ΝΔ, υποδεικνύει την απότομη βύθιση του γεωλογικού υποβάθρου κάτω από τα ιζήματα. Επιπλέον, το όριο μεταξύ των τμημάτων χαμηλής και υψηλής βραδύτητας με BΔ-NA διεύθυνση, ακολουθεί το επιφανειακό ίχνος της επαφής των γεωλογικών σχηματισμών του υπεδάφους, το οποίο διαχωρίζει τα συνεκτικά πετρώματα του υποβάθρου με τις σύγχρονες ιζηματογενείς αποθέσεις. Οι παραπάνω παρατηρήσεις βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία με τις διαθέσιμες γεωλογικές, γεωτεχνικές και γεωφυσικές πληροφορίες για τη 2D γεωμετρία ανάπτυξης των σχηματισμών του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης.

Η αδυναμία αναγνώρισης διαφοροποιήσεων στην κατανομή της βραδύτητας των επιφανειακών κυμάτων για τη συχνότητα των 2Hz,



Σχήμα 4.11: Χωρική κατανομή του συνολικού μήκους των ακτινών που διαπερνούν κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης, για έξι διακριτές τιμές της συχνότητας. Με μαύρη διακεκομμένη καμπύλη απεικονίζεται το επιφανειακό ίχνος της επαφής του γεωλογικού υποβάθρου με τους πρόσφατους ιζηματογενείς σχηματισμούς.

οφείλεται σε δύο βασικούς λόγους. Πρώτον, η κάλυψη ακτινών του ειδικού δικτύου στο BA τμήμα του τομογραφικού πλέγματος, καθώς και ο διαθέσιμος αριθμός δεδομένων, δεν είναι επαρκής για την ανάκτηση αξιόπιστων γεωφυσικών πληροφοριών της εδαφικής δομής (βλέπε Σχήμα 4.10). Δεύτερον, η τιμή της ιδιοσυχνότητας (f₀) των ανώτερων γεωλογικών σχηματισμών του υπεδάφους στο NΔ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος (βλέπε και Σχήμα 3.14, Κεφάλαιο 3°, παράγραφος §3.4.6) συμπίπτει ή εντοπίζεται πολύ κοντά στα 2Hz. Κατά συνέπεια, η ενέργεια των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στην κατακόρυφη συνιστώσα σε αυτή τη συχνότητα ελαχιστοποιείται ή σχεδόν μηδενίζεται. Αποτέλεσμα είναι ότι οι κατακόρυφες συνιστώσες της εδαφικής κίνησης που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των χρόνων διαδρομής, δεν περιέχουν τις απαραίτητες πληροφορίες ώστε να προκύψει μία αντιπροσωπευτική κατανομή της βραδύτητας. Παράλληλα, η εισαγωγή σταθερών απόσβεσης και εξομάλυνσης για τη σταθεροποίηση της λύσης του αντίστροφου τομογραφικού προβλήματος, τείνει να παράγει πιο ομογενή



Σχήμα 4.12: Χωρική κατανομή της βραδύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στην περιοχή μελέτης, για έξι διακριτές τιμές της συχνότητας. Η παρατήρηση χαμηλών τιμών της βραδύτητας (υψηλή ταχύτητα) στο BA τμήμα του τομογραφικού πλέγματος, καθώς και οι υψηλές τιμές της (χαμηλή ταχύτητα) στο NΔ, βρίσκονται σε εξαιρετική συμφωνία με το σύνολο των διαθέσιμων πληροφοριών για τη δομή του υπεδάφους. Η αδυναμία αναγνώρισης γεωφυσικών χαρακτηριστικών στη συχνότητα των 2Hz οφείλεται στη μειωμένη διακριτική ικανότητα της τομογραφικής αντιστροφής, ενώ στα 12Hz εξαιτίας της απόσβεσης των επιφανειακών κυμάτων μέσα στους χαλαρούς σχηματισμούς της εδαφικής δομής του ΝΔ τμήματος. Με μαύρη διακεκομμένη καμπύλη απεικονίζεται το επιφανειακό ίχνος της επαφής του γεωλογικού υποβάθρου με τους πρόσφατους ιζηματογενείς σχηματισμούς.

γεωφυσικά μοντέλα του υπεδάφους από ένα σύνολο δεδομένων μικρής αξιοπιστίας και χαμηλής ποιότητας. Από όλα τα παραπάνω, είναι προφανές ότι η διακριτική ικανότητα της τομογραφικής αντιστροφής στις χαμηλές συχνότητες δεν επαρκεί για την αξιόπιστη εκτίμηση της γεωφυσικής δομής.

Μειωμένη διακριτική ικανότητα της τομογραφικής αντιστροφής εμφανίζεται και σε υψηλότερες συχνότητες. Για παράδειγμα, στη συχνότητα των 12Hz (Σχήμα 4.12), η οριοθέτηση του BA τμήματος χαμηλής βραδύτητας είναι δυνατή, όμως δεν αναγνωρίζεται σχεδόν καμία διαφοροποίηση στο ΝΔ τμήμα. Η χαρακτηριστική κατανομή υψηλών τιμών της βραδύτητας που οφείλεται στη δομή των ανώτερων ιζηματογενών στρωμάτων του υπεδάφους και παρατηρείται στις υπόλοιπες διακριτές τιμές συχνοτήτων (εκτός των 2Hz), δεν μπορεί να ανακτηθεί στη συγκεκριμένη συχνότητα. Αυτό συμβαίνει



Σχήμα 4.13: Χωρική κατανομή του σχετικού σφάλματος προσδιορισμού της βραδύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στην περιοχή μελέτης, για έξι διακριτές τιμές της συχνότητας. Στο ΝΔ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος που επικρατούν ιζηματογενείς σχηματισμοί μεγάλου σχετικά πάχους, οι τιμές των σφαλμάτων κυμαίνονται κάτω από το 15%. Αντίθετα, στο ΒΑ τμήμα όπου το υπόβαθρο τοποθετείται πολύ κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, οι τιμές των σχετικών σφαλμάτων αυξάνονται, ωστόσο μέσα σε επιτρεπτά όρια προσεγγίζοντας το 30%. Με μαύρη διακεκομμένη καμπύλη απεικονίζεται το επιφανειακό ίχνος της επαφής του γεωλογικού υποβάθρου με τους πρόσφατους ιζηματογενείς σχηματισμούς.

εξαιτίας της ισχυρής απόσβεσης που δέχονται τα υψηλής συχνότητας επιφανειακά κύματα, τα οποία διαδίδονται μέσα σε αυτούς τους χαλαρούς σχηματισμούς.

Τα σχετικά σφάλματα προσδιορισμού της βραδύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος για τις ίδιες διακριτές τιμές της συχνότητας, παρουσιάζονται στο Σχήμα 4.13. Οι τιμές των σχετικών σφαλμάτων είναι μικρότερες από 20% στο συνολικό ΝΔ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος για όλες τις τιμές συχνοτήτων, στο οποίο επικρατούν ιζήματα μεγάλου σχετικά πάχους. Αντίθετα, όσο κινούμαστε προς τα ΒΑ, σε πιο συνεκτικούς σχηματισμούς του γεωλογικού υποβάθρου, τα σχετικά σφάλματα αυξάνονται και σε ορισμένους κόμβους ξεπερνούν το 40%. Ωστόσο, αυτή η γενική αύξηση που παρατηρείται βρίσκεται μέσα σε επιτρεπτά αριθμητικά όρια για την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων.



Σχήμα 4.14: Χωρική κατανομή του μήκους διακριτικής ικανότητας στην περιοχή μελέτης, για έξι διακριτές τιμές της συχνότητας. Οι τιμές της κυμαίνονται μεταξύ 100 και 150m στο μεγαλύτερο τμήμα του τομογραφικού πλέγματος για όλες τις συχνότητες, το οποίο υποδηλώνει ότι ο προσδιορισμός της βραδύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh πραγματοποιείται με αξιοπιστία για ανάλογες χωρικές κλίμακες. Με μαύρη διακεκομμένη καμπύλη απεικονίζεται το επιφανειακό ίχνος της επαφής του γεωλογικού υποβάθρου με τους πρόσφατους ιζηματογενείς σχηματισμούς.

Συγχρόνως, είναι μία ένδειξη ότι η μέθοδος της τομογραφίας εδαφικού θορύβου μπορεί να εφαρμοστεί και σε περιπτώσεις γεωλογικών σχηματισμών που χαρακτηρίζονται από σχετικά υψηλές τιμές ταχυτήτων των επιφανειακών κυμάτων.

Εκτός από τα σχετικά σφάλματα προσδιορισμού της βραδύτητας, υπολογίστηκε ακόμα μία παράμετρος που σχετίζεται με την αξιοπιστία των αποτελεσμάτων και αντιστοιχεί στο μήκος διακριτικής ικανότητας. Η χωρική κατανομή αυτής της παραμέτρου στην περιοχή μελέτης παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.14. Οι τιμές της διακριτικής ικανότητας μήκους έχουν άμεση εξάρτηση από την κάλυψη ακτινών του ειδικού δικτύου, στις αντίστοιχες συχνότητες (Σχήμα 4.10). Για αυτό το λόγο, οι μεγαλύτερες τιμές της παραμέτρου εντοπίζονται στα περιφερειακά τμήματα του τομογραφικού πλέγματος, όπου παρατηρείται μικρός αριθμός ακτινών. Γενικά, το μήκος διακριτικής ικανότητας κυμαίνεται μεταξύ 100 και 150m στο μεγαλύτερο

μέρος της περιοχής μελέτης, για όλες τις διακριτές τιμές συχνοτήτων. Το συγκεκριμένο εύρος τιμών δείχνει ότι ο προσδιορισμός της βραδύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων πραγματοποιείται με αξιοπιστία από την τομογραφική αντιστροφή των δεδομένων, για τον εντοπισμό χωρικών ανωμαλιών με αντίστοιχη διάσταση (100 με 150m).

4.5 Κριτήρια Αποκοπής

Τα κριτήρια αποκοπής (Cut-Off Criteria) αντιστοιχούν σε κατάλληλα αριθμητικά όρια επιλεγμένων παραμέτρων, τα οποία εφαρμόστηκαν στα αποτελέσματα της τομογραφικής αντιστροφής με στόχο την απομάκρυνση μη δεδομένων. αξιόπιστων Η εφαρμογή των κριτηρίων αποκοπής πραγματοποιείται στα αποτελέσματα κάθε κόμβου του τομογραφικού πλέγματος και για το σύνολο των διακριτών τιμών της συχνότητας. Η επιλογή των παραμέτρων που θα σχηματίσουν τα κριτήρια αποκοπής, καθώς και των αριθμητικών τους ορίων, είναι γενικά υποκειμενική και μπορεί να εξαρτηθεί από πλήθος παραγόντων. Μερικοί από τους πιο σημαντικούς παράγοντες σχετίζονται με το σύνολο των διαθέσιμων δεδομένων, τη χωρική κλίμακα των χαρακτηριστικών της γεωφυσικής δομής που επιθυμούμε να προσδιορίσουμε, τη διακριτική ικανότητα της μεθόδου, κτλ. Στην παρούσα διδακτορική διατριβή χρησιμοποιήθηκαν τέσσερις συνολικά παράμετροι για την εφαρμογή των κριτηρίων αποκοπής, οι οποίοι παρουσιάστηκαν στην προηγούμενη παράγραφο. Ειδικότερα, πρόκειται για τον αριθμό και το μήκος των ακτινών του ειδικού δικτύου που διαπερνούν κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος, το σχετικό σφάλμα προσδιορισμού της βραδύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων και τη διακριτική ικανότητα μήκους.

Η επιλογή των αριθμητικών ορίων των κριτηρίων αποκοπής βασίστηκε στη μορφή της συσχέτισης μεταξύ των επιλεγόμενων παραμέτρων. Συγκεκριμένα, χαρτογραφήθηκαν οι τιμές του μήκους διακριτικής ικανότητας σε συνάρτηση με τον αριθμό (Σχήμα 4.15) και το μήκος (Σχήμα 4.16) των ακτινών του ειδικού δικτύου σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος, για έξι διακριτές τιμές της συχνότητας (2, 4, 6, 8, 10 και 12Hz). Από τα δύο σχήματα παρατηρούμε ότι όσο αυξάνεται ο αριθμός και το μήκος των ακτινών, η παράμετρος της διακριτικής ικανότητας μήκους συγκλίνει προς μία σταθερή τιμή. Το γεγονός αυτό υποδεικνύει ότι ο υπολογισμός της διακριτικής ικανότητας μήκους είναι ανεξάρτητος και δεν επηρεάζεται πλέον



Σχήμα 4.15: Χαρτογράφηση της διακριτικής ικανότητας μήκους σε συνάρτηση με τον αριθμό των ακτινών του ειδικού δικτύου που διαπερνούν κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης, για έξι τιμές της συχνότητας. Η σκιασμένη περιοχή στη συχνότητα των 4Hz είναι ενδεικτική, οριοθετώντας το τμήμα του διαγράμματος όπου η κατανομή των δεδομένων συγκλίνει προς μία σταθερή τιμή. Όταν ο αριθμός των ακτινών υπερβαίνει το 50, η διακριτική ικανότητα μήκος είναι μικρότερη από 150m.

από τον αριθμό και το μήκος των ακτινών. Το σημείο καμπής της κατανομής των δεδομένων χρησιμοποιήθηκε για να οριστεί το ελάχιστο αριθμητικό όριο του αριθμού και του μήκους των ακτινών σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος, καθώς και το μέγιστο αριθμητικό όριο για το μήκος διακριτικής ικανότητας. Από το Σχήμα 4.15 προκύπτει ότι η αλλαγή της παραπάνω καμπυλότητας πραγματοποιείται όταν ο αριθμός των ακτινών υπερβαίνει περίπου τις 50 ακτίνες και η τιμή της διακριτικής ικανότητας μήκους είναι μικρότερη των 150m, κατά μέσο όρο σε όλες τις συχνότητες. Εξαίρεση αποτελεί η συχνότητα των 2Hz, όπου τα αποτελέσματα της τομογραφικής αντιστροφής δεν επιτρέπουν την εξαγωγή ασφαλών συμπερασμάτων, λόγω του μικρού αριθμού δεδομένων. Αντίστοιχα, από το Σχήμα 4.16 καταλήγουμε στο ότι η τιμή του μήκους των ακτινών πρέπει να υπερβαίνει τα 500m, ενώ και σε αυτή την περίπτωση, η τιμή της διακριτικής ικανότητας μήκους πρέπει να είναι μικρότερη των 150m. Τα δεδομένα που ικανοποιούν τα συγκεκριμένα αριθμητικά κριτήρια απεικονίζονται ενδεικτικά για τη συχνότητα των 4Hz, με τα σκιασμένα τμήματα των διαγραμμάτων στα



Σχήμα 4.16: Χαρτογράφηση της διακριτικής ικανότητας μήκους σε συνάρτηση με το συνολικό μήκος των ακτινών του ειδικού δικτύου που διαπερνούν κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης, για έξι τιμές της συχνότητας. Η σκιασμένη περιοχή στη συχνότητα των 4Hz είναι ενδεικτική, οριοθετώντας το τμήμα του διαγράμματος όπου η κατανομή των δεδομένων συγκλίνει προς μία σταθερή τιμή. Όταν το μήκος των ακτινών υπερβαίνει τα 500m, η διακριτική ικανότητα μήκος είναι μικρότερη από 150m.

Σχήματα 4.15 και 4.16. Η τιμή της τελευταίας παραμέτρου για την εφαρμογή των κριτηρίων αποκοπής, η οποία αντιστοιχεί στο σχετικό σφάλμα προσδιορισμού της βραδύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων, ορίστηκε στο 50%. Προφανώς, για όσα δεδομένα υπολογίζεται σχετικό σφάλμα μεγαλύτερο από αυτή την τιμή, απορρίπτονται από την μετέπειτα ερμηνεία των αποτελεσμάτων.

Σύμφωνα με όλα τα παραπάνω, ο υπολογισμός της βραδύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων για μία συγκεκριμένη τιμή της συχνότητας και κόμβο του τομογραφικού πλέγματος θεωρήθηκε αξιόπιστος, όταν: α) τον διαπερνούσαν τουλάχιστον 50 ακτίνες του ειδικού δικτύου, β) το συνολικό τους μήκος ξεπερνούσε τα 500m, γ) το σχετικό σφάλμα προσδιορισμού της βραδύτητας ήταν μικρότερο ή ίσο από 50% και δ) η διακριτική ικανότητα μήκους ήταν μικρότερη ή ίση με 150m.

Στο Σχήμα 4.17 παρουσιάζεται η μεταβολή των τιμών των παραμέτρων που χρησιμοποιήθηκαν ως κριτήρια αποκοπής δεδομένων σε συνάρτηση με τη συχνότητα, για τον κόμβο με τοπικές καρτεσιανές συντεταγμένες 300-300 του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης. Τα σκιασμένα τμήματα



Σχήμα 4.17: Παράδειγμα μεταβολής των τιμών των παραμέτρων που χρησιμοποιήθηκαν ως κριτήρια αποκοπής παράτυπων δεδομένων στα αποτελέσματα της τομογραφικής αντιστροφής, σε συνάρτηση με τη συχνότητα. Οι κατανομές των παραμέτρων αντιστοιχούν σε κόμβο με τοπικές καρτεσιανές συντεταγμένες 300-300 του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης. Οι σκιασμένες περιοχές των διαγραμμάτων οριοθετούν τις μη αξιόπιστες τιμές των παραμέτρων.

των διαγραμμάτων αντιστοιχούν σε μη αξιόπιστα δεδομένα. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει ότι το διάστημα αξιοπιστίας των δεδομένων εντοπίζεται στο εύρος συχνοτήτων από περίπου 1.5 έως 14Hz, σε πολύ καλή συμφωνία με τα αποτελέσματα που προκύπτουν από τον υπολογισμό του *RMS* στην επαναληπτική διαδικασία της τομογραφικής αντιστροφής (Σχήμα 4.8).

4.6 Τοπικές Καμπύλες Σκέδασης Επιφανειακών Κυμάτων

Η διαδικασία της τομογραφικής αντιστροφής χρόνων διαδρομής επιφανειακών κυμάτων ολοκληρώθηκε με την παραγωγή χαρτών ή



Σχήμα 4.18: Παράδειγμα κατασκευής τοπικής καμπύλης σκέδασης επιφανειακών κυμάτων Rayleigh για τον κόμβο με συντεταγμένες 300-300 του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης. Η κατασκευή της καμπύλης πραγματοποιείται από τη σύνθεση των αποτελεσμάτων της τομογραφικής αντιστροφής σε κάθε διακριτή τιμή της συχνότητας. Αν και η τοπική καμπύλη σκέδασης καλύπτει μεγάλο εύρος συχνοτήτων (μαύροι κύκλοι), τα αξιόπιστα σημεία της περιορίζονται σε μικρότερο διάστημα από την εφαρμογή των κριτηρίων αποκοπής (κόκκινοι κύκλοι).

τομογραφικών εικόνων που απεικονίζουν τη χωρική κατανομή της βραδύτητας στην περιοχή μελέτης σε διακριτές τιμές της συχνότητας. Όμως, για την εκτίμηση του 3D γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους, το οποίο θα περιλαμβάνει την πλευρική εξάπλωση των επιφανειών ασυνέχειας στην εδαφική δομή, καθώς και τη μεταβολή της V_s με το βάθος, είναι απαραίτητη η ανακατασκευή των τοπικών καμπύλων σκέδασης επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος. Οι τοπικές καμπύλες σκέδασης προκύπτουν από τη σύνθεση των αποτελεσμάτων της τομογραφικής αντιστροφής για κάθε διακριτή τιμή της συχνότητας, λαμβάνοντας υπόψη και τα κριτήρια αποκοπής δεδομένων.

Ένα παράδειγμα κατασκευής τοπικής καμπύλης σκέδασης στην περιοχή μελέτης παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.18, για τον κόμβο με τοπικές καρτεσιανές συντεταγμένες 300-300 στο τομογραφικό πλέγμα. Αν και η τοπική καμπύλη σκέδασης υπολογίζεται για ένα σχετικά μεγάλο εύρος συχνοτήτων (περίπου από 1.3 έως 31Hz), τα σημεία που πληρούν τα κριτήρια αποκοπής



Σχήμα 4.19: Τοπικές καμπόλες σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης. Όλες οι καμπόλες πληρούν τα κριτήρια αποκοπής παράτυπων δεδομένων. Η κλίμακα τιμών παρουσιάζεται ενδεικτικά για τον κόμβο με συντεταγμένες 200-100. Ο οριζόντιος άξονας αντιστοιχεί στη συχνότητα, ενώ ο κατακόρυφος στη βραδύτητα ομάδας των επιφανειακών κυμάτων. Με μαύρη διακεκομμένη καμπύλη απεικονίζεται το επιφανειακό ίχνος της επαφής του γεωλογικού υποβάθρου με πρόσφατους ιζηματογενείς σχηματισμούς.

περιορίζονται σε μικρότερο διάστημα (περίπου από 1.5 έως 11Hz). Τα σημεία της καμπύλης που απορρίπτονται αντιστοιχούν στα άκρα του συνολικού διαστήματος συχνοτήτων και αφορούν τόσο τις χαμηλές, όσο και τις υψηλές τιμές του. Αξίζει να σημειωθεί ότι η χρήση του συνόλου των σημείων που πληρούν τα κριτήρια αποκοπής για την κατασκευή της τελικής καμπύλης σκέδασης, δεν είναι υποχρεωτική. Για παράδειγμα, κάποια σημεία της καμπύλης αν και μπορούν να χαρακτηριστούν αξιόπιστα από την εφαρμογή των κριτηρίων αποκοπής, εμφανίζουν σημαντικές διαφοροποιήσεις σε σύγκριση με τη γενικότερη μορφή και συνέχεια της. Ενδεχομένως, μια εξ ολοκλήρου αυτοματοποιημένη διαδικασία κατασκευής τοπικών καμπύλων Κεφάλαιο 4°

σκέδασης να οδηγήσει σε αστάθειες στην αντιστροφή τους στο επόμενο βήμα εφαρμογής της τομογραφικής μεθόδου εδαφικού θορύβου στην περιοχή μελέτης. Κατά συνέπεια, η αποτελεσματική διαδικασία κατασκευής των τοπικών καμπύλων σκέδασης απαιτεί τον έλεγχο των αποτελεσμάτων, με την κατάλληλη προσαρμογή όταν αυτή κρίνεται απαραίτητη.

Οι τοπικές καμπύλες σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh*, όπως κατασκευάστηκαν στην παρούσα διδακτορική διατριβή για κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος, παρουσιάζονται στο Σχήμα 4.19. Ο οριζόντιος άξονας κάθε κόμβου αντιστοιχεί στη συχνότητα, ενώ ο κατακόρυφος στη βραδύτητα ομάδας των επιφανειακών κυμάτων. Παράδειγμα της κλίμακας των δύο αξόνων απεικονίζεται στον κόμβο με συντεταγμένες 200-100, στο ΝΔ άκρο του τομογραφικού πλέγματος. Το σύνολο των συγκεκριμένων τοπικών καμπύλων σκέδασης χρησιμοποιείται στο επόμενο βήμα εφαρμογής της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης, όπου οι καμπύλες αντιστρέφονται για την εκτίμηση της τοπικής γεωφυσικής δομής σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος. Η σύνθεση όλων των 1D εδαφικών μοντέλων που προκύπτουν οδηγεί στην εκτίμηση ενός 3D γεωφυσικού μοντέλου στην περιοχή μελέτης.



Εκτίμηση του Τρισδιάστατου (3D) Γεωφυσικού Μοντέλου Δομής του Υπεδάφους στην Περιοχή Μελέτης

Η τομογραφική αντιστροφή δεδομένων χρόνων διαδρομής επιφανειακών κυμάτων οδηγεί στην κατασκευή κατάλληλων χαρτών για διακριτές τιμές της συχνότητας, που απεικονίζουν τη δισδιάστατη (2D) χωρική κατανομή της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων στην περιοχή μελέτης. Η ερμηνεία αυτών των χαρτών επιτρέπει την αναγνώριση και οριοθέτηση περιοχών με βάση την ταχύτητα ομάδας των επιφανειακών κυμάτων. Όμως, η συσχέτιση των αποτελεσμάτων της ταχύτητας ομάδας με τη γεωμετρία των γεωλογικών σχηματισμών του υπεδάφους, καθώς και με την κατανομή της ταχύτητας των εγκαρσίων ελαστικών κυμάτων (Vs) με το βάθος, είναι αρκετά δύσκολη και σε πολλές περιπτώσεις μη εφικτή. Σημαντική συνέπεια αυτού του γεγονότος είναι ότι τα αποτελέσματα της τομογραφίας δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν άμεσα για την ανίχνευση γεωφυσικών επιφανειών ασυνέχειας στο χώρο, καθώς και για τον εντοπισμό τοπικών διαφοροποιήσεων στη δομή του υπεδάφους που πιθανόν να μπορούν να συσχετιστούν με γεωλογικές δομές ενδιαφέροντος (για παράδειγμα πλευρικές μεταβάσεις, πτυχώσεις, ρήγματα, κτλ.). Επιπλέον, η κατανομή της V_s με το βάθος αποτελεί απαραίτητη γεωφυσική παράμετρο για ένα μεγάλο πλήθος πρακτικών αλλά και θεωρητικών εφαρμογών, στη γεωτεχνική σεισμική μηχανική και την τεχνική σεισμολογία, π.χ. σε μεθόδους αριθμητικής προσομοίωσης της εδαφικής κίνησης. Ενδεικτικά αναφέρεται ότι όλοι οι σύγχρονοι κανόνες αντισεισμικού σχεδιασμού κτιρίων (π.χ. Ευρωκώδικας 8 -EC8) χρησιμοποιούν την τιμή της Vs στα επιφανειακά στρώματα του υπεδάφους (συνήθως στα πρώτα 30m) για το χαρακτηρισμό και την κατηγοριοποίηση των τοπικών εδαφικών συνθηκών σε μία θέση. Επομένως, με τη χρήση μόνο των αποτελεσμάτων της τομογραφίας, δεν είναι δυνατή η ολοκληρωμένη εκτίμηση και η κατασκευή ενός τρισδιάστατου (3D) γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης, κάτι που αποτελεί τον πρωταρχικό στόχο της μεθόδου εδαφικού θορύβου που εφαρμόζεται στην παρούσα διδακτορική διατριβή.

Από τα παραπάνω γίνεται φανερό ότι είναι απαραίτητο ένα επιπλέον

βήμα επεξεργασίας, το οποίο θα αξιοποιεί τα αποτελέσματα της τομογραφίας και θα οδηγεί στον άμεσο τρόπο προσδιορισμού της 3D γεωμετρίας και της κατανομής της V_s της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους. Συνήθως, ο τρόπος που επιλέγεται είναι η αντιστροφή των καμπύλων σκέδασης (ή διασποράς) των επιφανειακών κυμάτων, οι οποίες ανακατασκευάζονται σε κάθε κόμβο του προεπιλεγμένου τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης, με τη χρήση των αποτελεσμάτων της τομογραφίας για κάθε διακριτή τιμή της συχνότητας. Οι τοπικές (σε κάθε κόμβο) καμπύλες σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων αντιστρέφονται με τη χρήση μονοδιάστατων (1D) τεχνικών αντιστροφής, όπου εκμεταλλευόμαστε τη μονοσήμαντη σύνδεσή τους με την εδαφική δομή.

Αξίζει να σημειωθεί ότι οι καμπύλες ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, καθώς και οι καμπύλες του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα καταγραφών εδαφικού θορύβου (HVSR) επίσης εξαρτώνται από τη 1D γεωφυσική δομή του υπεδάφους (κυρίως από την κατανομή της V_s με το βάθος). Υπενθυμίζεται ότι οι καμπύλες ελλειπτικότητας και HVSR υπολογίζονται σε κάθε θέση σταθμού καταγραφής εδαφικού θορύβου του εγκατεστημένου ειδικού δικτύου στην περιοχή μελέτης. Η ανακατασκευή τους μπορεί να πραγματοποιηθεί σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος με τη χρήση παρεμβολής (Interpolation) του πλάτους για ένα σύνολο διακριτών τιμών της συχνότητας (βλέπε Κεφάλαιο 3, παράγραφοι §3.4.5 και §3.4.6).

Η σύνδεση των καμπύλων ελλειπτικότητας και HVSR με τη γεωφυσική δομή δεν είναι μονοσήμαντη, αφού διαφορετικές κατανομές της V_s με το βάθος είναι δυνατό να παράγουν καμπύλες με την ίδια ακριβώς μορφή (Hobiger et al. 2013). Παρόλα αυτά, εάν είναι γνωστή η κατανομή της V_s με το βάθος για τα πολύ επιφανειακά στρώματα της δομής του υπεδάφους (π.χ. στα πρώτα 5 με 10m) από ανεξάρτητες πηγές, η αντιστροφή των καμπύλων ελλειπτικότητας και HVSR οδηγεί στο 1D γεωφυσικό μοντέλο δομής, με ικανοποιητική ακρίβεια (Hobiger et al. 2013, Marano et al. 2017). Ο συγκεκριμένος περιορισμός στην 1D αντιστροφή των καμπύλων ελλειπτικότητας και HVSR δεν επιτρέπει την αποκλειστική χρήση τους για την εκτίμηση του γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης.

Δυστυχώς, δεν υπάρχουν διαθέσιμα γεωτεχνικά και γεωφυσικά δεδομένα που να αφορούν την κατανομή της V_s με το βάθος στη χωρική κλίμακα που καλύπτει το εγκατεστημένο ειδικό δίκτυο σεισμομέτρων στην Εκτίμηση του 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης

περιοχή μελέτης, αλλά ούτε και στις θέσεις των κόμβων του τομογραφικού πλέγματος. Για αυτό το λόγο, οι πρόσθετες πληροφορίες που έχουν τη δυνατότητα να παρέχουν οι καμπύλες ελλειπτικότητας και HVSR για τη γεωφυσική δομή του υπεδάφους αξιοποιούνται με τη συνδυαστική αντιστροφή (Joint Inversion) τους με τις καμπύλες σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων. Σε αυτή την περίπτωση, οι τιμές της V_s για τα πιο επιφανειακά στρώματα ελέγχονται κυρίως από την καμπύλη σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων. Με τη συνδυαστική αντιστροφή των καμπύλων σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων και των καμπύλων ελλειπτικότητας και HVSR επιτυγχάνεται η εξαγωγή συμπερασμάτων για τα χαρακτηριστικά της εδαφικής δομής με μεγαλύτερη λεπτομέρεια, αυξάνοντας τη διακριτική ικανότητα της αντιστροφής και βελτιώνοντας με αυτό τον τρόπο τα αποτελέσματα. Στην περίπτωση της συνδυαστικής αντιστροφής, το παραγόμενο γεωφυσικό μοντέλο δομής του υπεδάφους είναι συμβατό με δύο διαφορετικά είδη δεδομένων, οπότε θεωρούμε ότι προσεγγίζει καλύτερα την πραγματική γεωλογική δομή.

Η ανεξάρτητη αντιστροφή των καμπύλων σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων, αλλά και η συνδυαστική αντιστροφή τους με τις καμπύλες ελλειπτικότητας και HVSR, οδηγεί στον υπολογισμό της κατανομής της V_s με το βάθος και στην εκτίμηση ενός 1D εδαφικού προφίλ στη θέση κάθε κόμβου του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης. Η σύνθεση όλων των 1D εδαφικών προφίλ οδηγεί στην εκτίμηση της 3D χωρικής κατανομής των επιφανειών επαφής μεταξύ των στρωμάτων της δομής του υπεδάφους, δηλαδή στην κατασκευή ενός 3D γεωφυσικού μοντέλου. Η συγκεκριμένη διαδικασία σύνθεσης των 1D εδαφικών προφίλ από κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος για τη δημιουργία συνεχόμενων 3D επιφανειών είναι παρόμοια με τη διαδικασία που χρησιμοποιείται σε σύγχρονες εικόνας τεχνολογίας στην επεξεργασία εφαρμογές ψηφιακής και φωτογραφιών (Digital Image Processing). Όπως και στην περίπτωση της ψηφιακής φωτογραφίας, η εικόνα που αντιλαμβανόμαστε ως ενιαία και συνεχόμενη, στην πραγματικότητα αποτελείται από ένα σύνολο διακριτών εικονοστοιχείων (Pixels) με διαφορετικές ιδιότητες.

Στις παρακάτω παραγράφους περιγράφεται αναλυτικά η διαδικασία της 1D αντιστροφής δεδομένων, καθώς και ο αλγόριθμος που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διδακτορική διατριβή για τις 1D ανεξάρτητες και συνδυαστικές αντιστροφές. Τα αποτελέσματα της 1D αντιστροφής παρουσιάζονται σε διαφορετικές παραγράφους για τις καμπύλες Κεφάλαιο 5°

οκέδασης των επιφανειακών κυμάτων και για τη συνδυαστική αντιστροφή τους με τις καμπόλες ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh και των καμπύλων HVSR, αντίστοιχα. Συγκεκριμένα, παρουσιάζονται τα 1D εδαφικά προφίλ της V_s σε επιλεγμένες θέσεις κόμβων του τομογραφικού πλέγματος, καθώς και η 3D χωρική κατανομή του βάθος των επιφανειών ασυνέχειας της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους, όπως προκύπτει από τη σύνθεση όλων των 1D εδαφικών προφίλ στην περιοχή μελέτης. Επιπλέον, παρουσιάζονται ενδεικτικές τομές του γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους κατά μήκος ΝΔ-ΒΑ διεύθυνσης, η οποία είναι κάθετη της παράταξης των γεωλογικών σχηματισμών στην περιοχή μελέτης. Τέλος, παρουσιάζεται σύγκριση των αποτελεσμάτων της ανεξάρτητης και συνδυαστικής αντιστροφής και προτείνεται ένα τελικό 3D γεωφυσικό μοντέλο δομής του υπεδάφους για την περιοχή μελέτης.

5.1 Μονοδιάστατη (1D) Αντιστροφή Δεδομένων

Κάθε καμπύλη σκέδασης επιφανειακών κυμάτων συνδέεται μονοσήμαντα με τη γεωφυσική δομή του υπεδάφους και κυρίως με την κατανομή της Vs με το βάθος. Αυτό σημαίνει ότι η μορφή της καμπύλης σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων έχει άμεση εξάρτηση από την 1D γεωφυσική δομή του υπεδάφους. Αυτή η μονοσήμαντη σύνδεση της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους με την καμπύλη σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων μας επιτρέπει να δημιουργήσουμε μία διαδικασία αντιστροφής δεδομένων. συγκεκριμένη διαδικασία Η αντιστροφής δεδομένων συνήθως προσεγγίζεται ως μονοδιάστατη, δηλαδή θεωρούμε ότι η καμπύλη σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων εξαρτάται από την κατανομή των γεωφυσικών παραμέτρων μόνο σε μία διάσταση, η οποία αντιστοιχεί στο βάθος. Κατά συνέπεια, αν θεωρήσουμε μία γεωφυσική δομή του υπεδάφους με γνωστά χαρακτηριστικά, μπορούμε να υπολογίσουμε μέσω αναλυτικών μαθηματικών σχέσεων την καμπύλη σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων (ευθύ πρόβλημα). Αντιθέτως, αν είναι διαθέσιμη η καμπύλη σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων (συνήθως από την εφαρμογή ενεργητικών ή/και παθητικών μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης), μπορούμε να προσδιορίσουμε την 1D γεωφυσική δομή του υπεδάφους με τη χρήση τεχνικών αντιστροφής (αντίστροφο πρόβλημα).

Η προσέγγιση που συνήθως ακολουθείται στη λύση του αντίστροφου

Εκτίμηση του 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης

προβλήματος προσδιορισμού της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους από τη καμπύλη σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων είναι διαφορετική από την προσέγγιση της τομογραφίας με τη χρήση χρόνων διαδρομής επιφανειακών κυμάτων. Στην περίπτωση της αντιστροφής της καμπύλης σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων δεν επιλύεται ένα γραμμικό σύστημα εξισώσεων για την εύρεση των παραμέτρων της δομής του υπεδάφους από τα δεδομένα, αλλά πραγματοποιείται επαναληπτικός υπολογισμός του ευθέος προβλήματος για ένα πλήθος θεωρητικών γεωφυσικών μοντέλων δομής του υπεδάφους και σύγκριση των παραγόμενων θεωρητικών καμπύλων σκέδασης με την πειραματική μέσω μίας κατάλληλης συνάρτησης σφάλματος (Misfit Function).

Η παραπάνω διαδικασία εφαρμόζεται και στη συνδυαστική 1D αντιστροφή των καμπύλων σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων με τις καμπύλες ελλειπτικότητας ή HVSR. Οι βασικές διαφορές μεταξύ της ανεξάρτητης και της συνδυαστικής 1D αντιστροφής είναι δύο. Η πρώτη βασική διαφορά είναι ότι ο υπολογισμός του ευθέος προβλήματος στη συνδυαστική αντιστροφή περιλαμβάνει και την παραγωγή θεωρητικών καμπύλων ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, από το πλήθος των θεωρητικών γεωφυσικών μοντέλων δομής του υπεδάφους που κατασκευάζονται. Επομένως, παράγονται δύο ομάδες θεωρητικών καμπύλων, που αντιστοιχούν τόσο στη σκέδαση, όσο και στην ελλειπτικότητα των επιφανειακών κυμάτων. Η δεύτερη βασική διαφορά μεταξύ της ανεξάρτητης και της συνδυαστικής 1D αντιστροφής σχετίζεται με τον υπολογισμό της συνάρτησης σφάλματος. Η συνάρτηση σφάλματος στη συνδυαστική αντιστροφή δεδομένων τροποποιείται κατάλληλα έτσι ώστε να περιλαμβάνει δύο επιπλέον πληροφορίες: α) τη σύγκριση μεταξύ των θεωρητικών καμπύλων ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh με την πειραματική καμπύλη και, β) την επίδραση της κάθε ομάδας θεωρητικών καμπύλων (σκέδασης και ελλειπτικότητας) στον υπολογισμό των τιμών της συνάρτησης σφάλματος. Η εισαγωγή των δύο αυτών πληροφοριών στη συνάρτηση σφάλματος πραγματοποιείται με την προσθήκη κατάλληλων όρων και βαρών στη σχέση υπολογισμού της, αντίστοιχα.

Η 1D αντιστροφή δεδομένων ακολουθεί πέντε βασικά βήματα, τα οποία επιγραμματικά είναι: 1) η παραμετροποίηση (δημιουργία αρχικού μοντέλου) της γεωφυσικής δομής, 2) ο ορισμός του χώρου των παραμέτρων, 3) η δειγματοληψία του χώρου παραμέτρων και η κατασκευή των θεωρητικών γεωφυσικών μοντέλων δομής του υπεδάφους, 4) η παραγωγή των θεωρητικών

καμπύλων σκέδασης (και ελλειπτικότητας, στην περίπτωση της συνδυαστικής αντιστροφής δεδομένων) των επιφανειακών κυμάτων (ευθύ πρόβλημα) και, 5) ο υπολογισμός της συνάρτησης σφάλματος για κάθε θεωρητική καμπύλη.

Στη συνέχεια περιγράφονται συνοπτικά όλα τα βήματα που αναφέρθηκαν παραπάνω, και τα οποία ακολουθεί η διαδικασία της 1D αντιστροφής δεδομένων.

5.1.1 Παραμετροποίηση της γεωφυσικής δομής

Για τον υπολογισμό του ευθέος προβλήματος είναι απαραίτητη η παραμετροποίηση (Parameterization) της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους, η οποία αποτελεί μία προσέγγιση προσομοίωσης της φυσικής πραγματικότητας. Συνήθως, θεωρούμε ότι η εδαφική δομή αποτελείται από n ομογενή, ελαστικά και ισότροπα οριζόντια στρώματα τα οποία επικάθονται πάνω σε ημιχώρο (Half-Space). Σε αυτή την 1D δομή, οι πλευρικές διαστάσεις των οριζόντιων στρωμάτων θεωρούμε ότι εκτείνονται στο άπειρο. Τέσσερις παράμετροι χρησιμοποιούνται για να περιγράψουν πλήρως αυτά τα ελαστικά στρώματα (κατά φθίνουσα σειρά, σε σχέση με την επίδραση τους στις θεωρητικές καμπύλες σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων): α) η ταχύτητα των εγκαρσίων ελαστικών κυμάτων (Vs), β) το πάχος του κάθε στρώματος (H), γ) η ταχύτητα των επιμηκών ελαστικών κυμάτων (V_p) και, δ) η πυκνότητα (ρ). Ειδικά η πυκνότητα επηρεάζει ελάχιστα των υπολογισμό των θεωρητικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων και συχνά θεωρείται σταθερή. Στο Σχήμα 5.1 παρουσιάζεται ένα σκαρίφημα της παραμετροποίησης της γεωφυσικής δομής, στο οποίο απεικονίζονται όλες οι απαραίτητες πληροφορίες για την 1D αντιστροφή δεδομένων. Κάποιες επιπλέον πληροφορίες που μπορούν να προστεθούν στην παραμετροποίηση της γεωφυσικής δομής είναι οι παράγοντες ποιότητας των επιμήκων (Q_p) και εγκαρσίων (Q_s) ελαστικών κυμάτων. Οι παράγοντες ποιότητας Q_p και Q_s αποτελούν την ποσοτικοποίηση της απόσβεσης των ελαστικών κυμάτων στην εδαφική δομή, αλλά δεν είναι απαραίτητες παράμετροι για τον υπολογισμό των θεωρητικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων. Συγκεκριμένα, έχουν τη δυνατότητα να μεταβάλλουν το μέγιστο πλάτος των θεωρητικών καμπύλων, χωρίς όμως να επιδρούν στη μορφή τους. Η πιο συνηθισμένη περίπτωση στην οποία είναι απαραίτητη η γνώση των Q_p και Q_s στα στρώματα της εδαφικής δομής, εντοπίζεται στο ευθύ πρόβλημα υπολογισμού της συνάρτησης μεταφοράς (Transfer Function) των οριζόντια πολωμένων εγκαρσίων ελαστικών κυμάτων



Σχήμα 5.1: Σχηματική παραμετροποίηση της γεωφυσικής δομής στη 1D αντιστροφή δεδομένων. Θεωρούμε ότι η εδαφική δομή αποτελείται από **n** ομογενή, ισότροπα και ελαστικά οριζόντια στρώματα, τα οποία επικάθονται πάνω σε ημιχώρο. Η επιφάνεια του εδάφους είναι επίπεδη και οι πλευρικές διαστάσεις των στρωμάτων εκτείνονται στο άπειρο. Κάθε στρώμα περιγράφεται πλήρως από το πάχος του (**H**), την ταχύτητα των επιμήκων (**V**_p) και εγκαρσίων (**V**_s) ελαστικών κυμάτων και την πυκνότητα (**ρ**). Οι παράγοντες ποιότητας (**Q**_p, **Q**_s) μπορούν να χρησιμοποιηθούν προαιρετικά. Με **Z**_i, i = 0, 1, 2, ..., **n** συμβολίζεται το βάθος κάθε επιφάνειας ασυνέχειας.

(SH).

Αξίζει να σημειωθεί ότι υπάρχουν περιπτώσεις όπου παρατηρείται μείωση της ταχύτητας των ελαστικών κυμάτων με το βάθος σε ορισμένα στρώματα της εδαφικής δομής, τα οποία ονομάζονται ζώνες χαμηλής ταχύτητας (Low Velocity Zones ή LVZs). Γενικά, η παρουσία ζωνών χαμηλής ταχύτητας στην εδαφική δομή αυξάνει τον αριθμό των πιθανών λύσεων, καθώς και τη μη-μοναδικότητα του αντίστροφου προβλήματος. Ειδικότερα, συγκεκριμένες

Κεφάλαιο 5°

κατανομές της Vs μπορούν να προκαλέσουν μέχρι και την αδυναμία υπολογισμού της καμπύλης σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων. Επιπλέον, σε γεωφυσικές δομές που περιλαμβάνουν ζώνες χαμηλής ταχύτητας είναι σύνηθες το φαινόμενο εμφάνισης πολλαπλών ανώτερων αρμονικών όρων σε υψηλές συχνότητες στις θεωρητικές καμπύλες σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων. Το αποτέλεσμα αυτού του φαινομένου αντικατοπτρίζεται στη δυσκολία αναγνώρισης του θεμελιώδους αρμονικού όρου και τη σύγκρισή του με τις πειραματικές καμπύλες σκέδασης. Επομένως, αν οι διαθέσιμες πληροφορίες για τη γεωλογική ή γεωφυσική δομή του υπεδάφους από ανεξάρτητες έρευνες δεν περιλαμβάνουν ενδείξεις για την ύπαρξη ζωνών χαμηλής ταχύτητας στην περιοχή μελέτης, τότε δεν πρέπει vα χρησιμοποιούνται στην παραμετροποίηση της γεωφυσικής δομής. Εναλλακτικά, είναι προτιμότερη η χρήση της συνεχόμενης αύξησης της ταχύτητας των ελαστικών κυμάτων με το βάθος. Γενικά, ο πιο κατάλληλος τρόπος παραμετροποίησης της εδαφικής δομής είναι η επιλογή ενός πολύ απλού γεωφυσικού μοντέλου στο αρχικό στάδιο (π.χ. ένα στρώμα πάνω σε ημιχώρο) και σταδιακή προσθήκη στρωμάτων, αν τα αποτελέσματα της αντιστροφής δεν συμφωνούν με τα πειραματικά δεδομένα (Scherbaum et al. 2003).

5.1.2 Χώρος παραμέτρων

Στην προσομοίωση της γεωφυσικής δομής ορίζονται κατάλληλες παράμετροι που χρησιμοποιούνται για την περιγραφή των γεωφυσικών ιδιοτήτων του υπεδάφους. Κάθε παράμετρος των θεωρητικών αυτών γεωφυσικών μοντέλων μπορεί να πάρει οποιαδήποτε τιμή μέσα από ένα πεπερασμένο (ή μη) σύνολο τιμών, το οποίο αποτελεί το πεδίο ορισμού της.

Το πεδίου ορισμού κάθε παραμέτρου καθορίζεται πριν από την αντιστροφή των δεδομένων με δύο τρόπους. Σύμφωνα με τον πρώτο τρόπο, το διάστημα τιμών (ελάχιστη και μέγιστη τιμή) του πεδίου ορισμού κάθε παραμέτρου περιλαμβάνει ένα σχετικά ευρύ φάσμα, με ρεαλιστικά όμως όρια για τη συγκεκριμένη παράμετρο. Για παράδειγμα, η V_s στα επιφανειακά στρώματα του φλοιού κυμαίνεται από 150 έως 3500m/sec για το μεγαλύτερο ποσοστό των γεωλογικών σχηματισμών, ανεξαρτήτως του είδους, της ηλικίας και της χημικής σύστασης των πετρωμάτων. Το ευρύ φάσμα τιμών του πεδίου ορισμού των παραμέτρων, επιτρέπει την αποτελεσματικότερη εξερεύνηση και την κατασκευή θεωρητικών γεωφυσικών μοντέλων δομής του υπεδάφους με πολύ διαφορετικά χαρακτηριστικά. Με αυτό τον τρόπο, αυξάνεται η

Εκτίμηση του 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης

πιθανότητα εντοπισμού θεωρητικών γεωφυσικών μοντέλων δομής που προσεγγίζουν καλύτερα τη φυσική πραγματικότητα και πετυχαίνουν καλύτερη προσαρμογή στα πειραματικά δεδομένα. Παρόλα αυτά, η επιλογή μεγάλων διαστημάτων τιμών σε συνδυασμό με πυκνή δειγματοληψία του πεδίου ορισμού κάθε παραμέτρου, οδηγεί σε σημαντική αύξηση του υπολογιστικού χρόνου για την ολοκλήρωση της διαδικασίας αντιστροφής.

Ο δεύτερος τρόπος καθορισμού του πεδίου ορισμού των παραμέτρων της εδαφικής δομής, στηρίζεται σε διαθέσιμα αποτελέσματα ανεξάρτητων γεωλογικών, γεωτεχνικών ή/και γεωφυσικών ερευνών για την περιοχή μελέτης. Οι διαθέσιμες πληροφορίες για την εδαφική δομή μπορούν να περιορίσουν το διάστημα τιμών κάθε παραμέτρου, με συνέπεια το πεδίο ορισμού τους να κυμαίνεται σε πιο μικρό εύρος. Για παράδειγμα, αν από μετρήσεις της Vs μέσα σε μικρού βάθους γεωτρήσεις προκύψει η τιμή των 300m/sec στα πρώτα 5m, τότε το πεδίο ορισμού της V_s και του πάχους (H) του πρώτου στρώματος της δομής του υπεδάφους μπορούμε να θεωρήσουμε ότι κυμαίνεται από 250 έως 350m/sec και από 0 έως 10m, αντίστοιχα. Τα συγκεκριμένα όρια τιμών είναι αρκετά περιορισμένα, ενώ μπορούν να περιοριστούν ακόμα περισσότερο μέχρι και μία σταθερή (Fixed) τιμή. Βασικά πλεονεκτήματα του περιορισμένου τρόπου επιλογής του πεδίου ορισμού των παραμέτρων της εδαφικής δομής, αποτελούν η μείωση του υπολογιστικού χρόνου και της μη-μοναδικότητας του αντίστροφου προβλήματος, αφού τμήματα της δομής του υπεδάφους είναι γνωστά από άλλες διαθέσιμες πληροφορίες. Από την άλλη μεριά, ο συγκεκριμένος τρόπος επιλογής οδηγεί σε περιορισμένη εξερεύνηση θεωρητικών γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους και κατά επέκταση σε περιορισμό των λύσεων του αντίστροφου προβλήματος.

Το υπερσύνολο τιμών που προκύπτει από την ένωση όλων των πεδίων ορισμού κάθε παραμέτρου που χρησιμοποιείται για να περιγράψει την εδαφική δομή σχηματίζει το χώρο παραμέτρων (Parameter Space) της αντιστροφής. Ο χώρος παραμέτρων, *S*, εκφράζεται μαθηματικά με την παρακάτω σχέση:

$$S = \left\{ \left(m_1, m_2, \dots, m_n \right) : a_1 < m_1 < b_1, a_2 < m_2 < b_2, \dots, a_n < m_n < b_n \right\}$$
(5.1)

όπου m_i , με i = 1, 2, ..., n είναι οι παράμετροι της εδαφικής δομής και a_i , b_i , με i = 1, 2, ..., n είναι πραγματικοί αριθμοί που ορίζουν την ελάχιστη και μέγιστη τιμή που μπορεί να πάρει η παράμετρος m_i , αντίστοιχα. Από τη

σχέση (5.1) γίνεται φανερό ότι ο χώρος παραμέτρων είναι *n*-διαστάσεων, όπου n είναι ο αριθμός των παραμέτρων που χρησιμοποιούνται για να περιγράψουν την εδαφική δομή. Στα περισσότερα προβλήματα αντιστροφής δεδομένων ο χώρος παραμέτρων είναι πολυδιάστατος (n > 3). Επομένως, αν θεωρήσουμε ότι στο πεδίο ορισμού κάθε παραμέτρου αντιστοιχεί ένας άξονας τιμών, και ότι ισχύει ένα κοινό σύστημα αναφοράς συντεταγμένων, τότε τα όρια του χώρου παραμέτρων σχηματίζουν ένα ορθότοπο ή υπερ-ορθογώνιο (Orthotope ή Hyper-Box) n-διαστάσεων. Στην απλή περίπτωση του καρτεσιανού επιπέδου (σε δύο διαστάσεις), ο χώρος παραμέτρων έχει τη μορφή τετραγώνου ή ορθογωνίου παραλληλόγραμμου, ενώ σε τρεις διαστάσεις (τρισορθογώνιο σύστημα αξόνων) η αντίστοιχη μορφή του είναι κυβική ή ορθογωνίου παραλληλεπιπέδου. Σε αυτές τις συνθήκες, τα όρια του χώρου παραμέτρων ονομάζονται κανονικά (Regular). Τα κανονικά όρια του χώρου παραμέτρων είναι δυνατόν να μεταβληθούν σε πολύπλοκες και ακανόνιστες μορφές, σχηματίζοντας μη-κανονικά ή σύνθετα όρια (Irregular ή Complex Boundaries). Για παράδειγμα, η απλή περίπτωση του καρτεσιανού επιπέδου μπορεί να μεταβληθεί, έτσι ώστε ο χώρος παραμέτρων να μην έχει πλέον τετραγωνική ή ορθογωνική μορφή, αλλά να οριοθετείτε από καμπύλες που ακολουθούν τυχαία διεύθυνση και καμπυλότητα. Για την περιγραφή της γεωμετρίας του χώρου παραμέτρων, τουλάχιστον για τις απλές περιπτώσεις των δύο και τριών διαστάσεων, καθώς και της μορφής των κανονικών ή μηκανονικών ορίων του, παρουσιάζεται η γραφική απεικόνιση τους στο Σχήμα 5.2.

Η δημιουργία των μη-κανονικών ορίων του χώρου παραμέτρων οφείλεται σε αριθμητικά σφάλματα που εισάγονται στους υπολογισμούς κατά τη διαδικασία της αντιστροφής δεδομένων, σε φυσικές συνθήκες που συνδέουν τις παραμέτρους του αντίστροφου προβλήματος, καθώς και σε εκ των προτέρων πληροφορίες που περιορίζουν το πεδίο ορισμού των παραμέτρων. Οι φυσικές συνθήκες αναφέρονται σε φυσικούς νόμους που δημιουργούν μία εξάρτηση τιμών μεταξύ των παραμέτρων (π.χ. η σύνδεση των τιμών της *V_s* με τις τιμές της *V_p* σύμφωνα με το λόγο *Poisson*), αλλά και στον τρόπο με τον οποίο οι φυσικές ποσότητες μεταβάλλονται με το βάθος (π.χ. με ομοιόμορφη κατανομή, με γραμμική ή εκθετική αύξηση). Η χρήση εκ των προτέρων πληροφοριών για τις παραμέτρους του αντίστροφου προβλήματος περιορίζει το διάστημα τιμών τους με ανεξάρτητο τρόπο, δηλαδή χωρίς απαραιέτρων. Επομένως, γίνεται φανερό ότι τα κανονικά



Σχήμα 5.2: Παραδείγματα της γεωμετρίας του χώρου παραμέτρων για δύο διαστάσεις στο καρτεσιανό επίπεδο (**a** και **b**), καθώς και στις τρεις διαστάσεις για τρισορθογώνιο σύστημα αξόνων αναφοράς συντεταγμένων (**c** και **d**). Και στις δύο περιπτώσεις ο χώρος παραμέτρων μπορεί να περιβάλλεται από κανονικά όρια (**a** και **c**, αντίστοιχα) ή να περιορίζεται από την παρουσία μη-κανονικών ορίων (**b** και **d**, αντίστοιχα).

όρια του χώρου παραμέτρων είναι ορισμένα, γιατί εξαρτώνται αποκλειστικά από το πεδίο ορισμού που επιλέγουμε. Αντιθέτως, τα μη-κανονικά όρια του χώρου παραμέτρων μπορεί να μην είναι πάντα σαφή (δεν έχουν συγκεκριμένη μορφή), γιατί διαμορφώνονται από παράγοντες που δεν σχετίζονται απαραίτητα μεταξύ τους. Επιπρόσθετα, ακόμα και στα κανονικά όρια, συγκεκριμένοι συνδυασμοί τιμών του χώρου παραμέτρων είναι δυνατό να δημιουργήσουν θεωρητικά γεωφυσικά μοντέλα δομής του υπεδάφους για τα οποία εμφανίζεται αδυναμία υπολογισμού της καμπύλης σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων (π.χ. πολύ λεπτά στρώματα, μικρές ή πολύ μεγάλες αντιθέσεις στις ταχύτητες των ελαστικών κυμάτων). Από τα παραπάνω γίνεται κατανοητό ότι ανεξάρτητα αν τα όρια είναι κανονικά ή μη, υπάρχουν μη εκμεταλλεύσιμες περιοχές του χώρου παραμέτρων, οι οποίες σε πολλές περιπτώσεις δεν μπορούν να καθοριστούν.

5.1.3 Δειγματοληψία του χώρου παραμέτρων και κατασκευή θεωρητικών γεωφυσικών μοντέλων δομής του υπεδάφους

Η παραμετροποίηση της γεωφυσικής δομής και ο ορισμός του χώρου παραμέτρων αποτελούν τα πρώτα βήματα στη διαδικασία της 1D

Κεφάλαιο 5°

αντιστροφής γεωφυσικών δεδομένων και επιτρέπουν την υλοποίηση του επόμενου πολύ σημαντικού βήματος, που είναι η κατασκευή θεωρητικών γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους. Κάθε θεωρητικό γεωφυσικό μοντέλο του υπεδάφους που κατασκευάζεται, χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του ευθέος προβλήματος και την παραγωγή θεωρητικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh*. Λαμβάνοντας υπόψη ότι η 1D αντιστροφή δεδομένων είναι κατά βάση μία επαναληπτική διαδικασία δοκιμής και απόρριψης (*Trial & Error*), το πλήθος των θεωρητικών γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους που κατασκευάζονται σε αυτό το βήμα είναι αρκετά μεγάλο. Κατά συνέπεια, είναι απαραίτητη η χρήση κατάλληλων τεχνικών για τη συλλογή και τη διαχείριση των δεδομένων του χώρου παραμέτρων, έτσι ώστε να προκύπτουν γεωφυσικά μοντέλα του υπεδάφους με διαφορετικά χαρακτηριστικά. Το γεγονός αυτό έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση της πιθανότητας προσδιορισμού ενός γεωφυσικού μοντέλου που θα προσεγγίζει σε ικανοποιητικό βαθμό τη γεωφυσική δομή του υπεδάφους.

Η κατασκευή των θεωρητικών γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους πραγματοποιείται με τη δειγματοληψία του χώρου παραμέτρων. Η τεχνική της δειγματοληψίας στηρίζεται στην τυχαία επιλογή δειγμάτων από το χώρο παραμέτρων, θεωρώντας ότι ισχύει μία ομοιόμορφη κατανομή πιθανότητας μεταξύ των τιμών κάθε παραμέτρου. Κάθε δείγμα αποτελεί ένα πεπερασμένο υποσύνολο διακριτών τιμών του χώρου παραμέτρων και περιλαμβάνει μία τιμή για κάθε παράμετρο που χρησιμοποιήθηκε στην παραμετροποίηση της εδαφικής δομής. Επομένως, το κάθε δείγμα περιέχει όλες τις απαραίτητες πληροφορίες για την ολοκληρωμένη κατασκευή ενός θεωρητικού γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους. Υπενθυμίζεται ότι για την 1D αντιστροφή των καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας, η εδαφική δομή περιγράφεται από τον αριθμό και τα πάχη των στρωμάτων, τις ταχύτητες των εγκαρσίων και επιμήκων ελαστικών κυμάτων και την πυκνότητα. Στην περίπτωση που είναι διαθέσιμοι οι παράγοντες ποιότητας των ελαστικών κυμάτων χώρου, Q_p και Q_s , σε κάθε στρώμα, μπορούν να χρησιμοποιηθούν προαιρετικά και αυτοί.

Αν και έχουν προταθεί διάφορες τεχνικές δειγματοληψίας του χώρου παραμέτρων μέχρι σήμερα, η τεχνική Monte-Carlo έχει χρησιμοποιηθεί περισσότερο από την επιστημονική κοινότητα τις τελευταίες δεκαετίες. Η τεχνική Monte-Carlo (Metropolis & Ulam 1949, Mosegaard & Tarantola 1995) αποτελεί μία στοχαστική διαδικασία, όπου με τη χρήση κατάλληλης γεννήτριας τυχαίων αριθμών (Random Number Generator) πραγματοποιείται δειγματοληψία από το σύνολο των πιθανών τιμών μίας παραμέτρου. Αν και Εκτίμηση του 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης

η συγκεκριμένη διαδικασία είναι γνωστή της τελευταίες δεκαετίες, ένας σημαντικός παράγοντας για την αυξημένη προτίμηση της τεχνικής Monte-Carlo, είναι η ανάπτυξη των σύγχρονων ηλεκτρονικών υπολογιστών. Οι υπολογιστικές απαιτήσεις για την αποτελεσματική δειγματοληψία του χώρου παραμέτρων, την κατασκευή των θεωρητικών γεωφυσικών μοντέλων δομής του υπεδάφους, καθώς και του υπολογισμού του ευθέος προβλήματος μέσα σε ρεαλιστικά χρονικά περιθώρια, είναι πολύ υψηλές.

Η βασική αδυναμία της τεχνικής Monte-Carlo εντοπίζεται σε περιπτώσεις όπου οι διαστάσεις του χώρου παραμέτρων αυξάνονται, οδηγώντας τη δειγματοληψία σε αναποτελεσματική. Αν λάβουμε υπόψη ότι στις περισσότερες εφαρμογές αντιστροφής δεδομένων η παραμετροποίηση της εδαφικής δομής περιλαμβάνει σχετικά μεγάλο αριθμό παραμέτρων με άμεσο αντίκτυπο στην αύξηση των διαστάσεων του χώρου παραμέτρων, τότε το πρόβλημα αποκτά ιδιαίτερη βαρύτητα. Για αυτό το λόγο, έχουν προταθεί διάφορες τροποποιημένες μορφές της συγκεκριμένης τεχνικής, έτσι ώστε η δειγματοληψία χώρου τυχαία του παραμέτρων vα παραμένει αποτελεσματική, ανεξάρτητα από την παραμετροποίηση της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους και τις διαστάσεις του χώρου παραμέτρων (π.χ. ο αλγόριθμος γειτνίασης που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διδακτορική διατριβή και παρουσιάζεται αναλυτικά στην παράγραφο 5.2).

Συνοψίζοντας, η τεχνική Monte-Carlo (ή οι τροποποιημένες μορφές της) αποτελεί το βασικό εργαλείο κατασκευής των θεωρητικών γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους και ένα από τα πιο καθοριστικά βήματα στη διαδικασία της 1D αντιστροφής δεδομένων. Η επιτυχία ή όχι της αντιστροφής εξαρτάται κυρίως από την αποτελεσματικότητα της δειγματοληψίας του χώρου παραμέτρων και ιδιαίτερη προσοχή πρέπει να δοθεί στην επιλογή του κατάλληλου αλγόριθμου με έμφαση στις δυνατότητες και τους περιορισμούς του.

5.1.4 Παραγωγή θεωρητικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh*

Η τυπική διαδικασία της 1D αντιστροφής πειραματικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας επιφανειακών κυμάτων απαιτεί την κατασκευή πολύ μεγάλου πλήθους θεωρητικών γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους για την αποτελεσματική εφαρμογή της. Κάθε θεωρητικό γεωφυσικό μοντέλο του υπεδάφους χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του ευθέος προβλήματος και την παραγωγή θεωρητικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας των Κεφάλαιο 5°

επιφανειακών κυμάτων. Οι θεωρητικές καμπύλες σκέδασης και ελλειπτικότητας είναι απαραίτητες για τον προσδιορισμό της συνάρτησης σφάλματος, η οποία προκύπτει από τη σύγκρισή τους με τις αντίστοιχες πειραματικές. Η τιμή της συνάρτησης σφάλματος αποτελεί ένα ποσοτικό μέτρο που εκφράζει την ικανότητα του θεωρητικού γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους να περιγράψει τα παρατηρούμενα δεδομένα, και κατά επέκταση απεικονίζει το βαθμό με τον οποίο προσεγγίζει τις πραγματικές γεωφυσικές συνθήκες του υπεδάφους.

Εξαιτίας του σημαντικού αριθμού υπολογισμών που απαιτούνται για την παραγωγή των θεωρητικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας σε αυτό το βήμα της 1D αντιστροφής, είναι αναγκαία η χρήση ενός αλγόριθμου που χαρακτηρίζεται από υψηλή ταχύτητα εκτέλεσης, καθώς και από τη δυνατότητα περιορισμού της αστάθειας της λύσης του ευθέος προβλήματος. Στην παρούσα διδακτορική διατριβή η παραγωγή θεωρητικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας επιφανειακών κυμάτων πραγματοποιήθηκε με τη χρήση του αλγόριθμου gpdc (περισσότερες πληροφορίες μπορούν να αναζητηθούν στον ιστότοπο <u>http://www.geopsy.org/man/gpdc.html</u>), o οποίος προτάθηκε από τον Wathelet (2005). Ο συγκεκριμένος αλγόριθμος επιτυγχάνει τη βελτιστοποίηση της ποιότητας των αποτελεσμάτων, με ιδιαίτερη βαρύτητα στη μείωση του υπολογιστικού χρόνου. Επιπλέον, είναι δυνατή η παραγωγή της καμπύλης σκέδασης τόσο του θεμελιώδους, όσο και των ανώτερων αρμονικών όρων των επιφανειακών κυμάτων για ένα ευρύ φάσμα συχνοτήτων. Η λεπτομερής αναζήτηση των λύσεων του ευθέος προβλήματος στο διάγραμμα μεταβολής της ταχύτητας των επιφανειακών κυμάτων σε συνάρτηση με τη συχνότητα, επιτρέπει τον αποτελεσματικό έλεγχο της εναλλαγής ή της μεταπήδησης των αρμονικών όρων (Mode Jumping) στις καμπύλες σκέδασης και την αναγνώριση τους με εξαιρετική ακρίβεια. Η ακρίβεια της αναγνώρισης των αρμονικών όρων διατηρείται ακόμα και στις περιπτώσεις όπου το γεωφυσικό μοντέλο του υπεδάφους περιλαμβάνει στρώματα χαμηλής ταχύτητας (LVZs), καθώς και στις τιμές συχνοτήτων που παρουσιάζονται δυσκολίες στον υπολογισμό των καμπύλων σκέδασης (π.χ. στις τιμές συχνοτήτων που παρατηρείται τοπικό μέγιστο στις καμπύλες ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, όπου η ενέργεια της κατακόρυφης συνιστώσας της εδαφικής κίνησης μηδενίζεται). Η υψηλή ευαισθησία του αλγόριθμου ακόμα και σε πολύ μικρές μεταβολές των χαρακτηριστικών του θεωρητικού γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους (αριθμός και πάχη στρωμάτων, ταχύτητες των ελαστικών κυμάτων, κτλ.)

Εκτίμηση του 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης

επιτρέπει τον προσδιορισμό μίας όσο το δυνατόν περισσότερο αντιπροσωπευτικής γεωφυσικής εδαφικής δομής.

Ο υπολογισμός του ευθέος προβλήματος και η παραγωγή των θεωρητικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων βασίζεται στη μελέτη της κυματικής διάδοσης στη γεωφυσική δομή του υπεδάφους. Το συγκεκριμένο πρόβλημα έχει μελετηθεί εκτενώς τις προηγούμενες δεκαετίες (Thomson 1950, Haskell 1953) και τροποποιήθηκε μεταγενέστερα από ορισμένους ερευνητές (Knopoff 1964, Dunkin 1965, Fuchs & Muller 1971, Herrmann 1994, Wathelet 2005). Ειδικά τις τελευταίες δεκαετίες, όλες οι τροποποιήσεις του συγκεκριμένου προβλήματος αποσκοπούν στη μέγιστη αξιοποίηση των δυνατοτήτων των σύγχρονων ηλεκτρονικών υπολογιστών, οι οποίες αυξάνονται με γεωμετρική πρόοδο στην πάροδο του χρόνου.

Για τα επιφανειακά κύματα, η εξίσωση της κίνησης (Equation of Motion) των υλικών σημείων του μέσου διάδοσης μπορεί να απλοποιηθεί σε ένα σύστημα απλών διαφορικών εξισώσεων οι οποίες περιλαμβάνουν παραγώγους πρώτης τάξης ως προς το βάθος, z. Πιο αναλυτικά, αν θεωρήσουμε ότι κατά τη διάδοση των επιφανειακών κυμάτων η κυβική παραμόρφωση (μεταβολή του όγκου) που προκαλείται στο μέσο είναι αμελητέα, τότε η εξίσωση της κίνησης των υλικών σημείων είναι μία διαφορική εξίσωση που συνδέει τη μετάθεση με τις ασκούμενες τάσεις, σύμφωνα με την παρακάτω σχέση:

$$\rho \frac{d^2 u_i}{dt^2} = \sum_{j=1}^3 \frac{\partial \sigma_{ji}}{\partial x_j}$$
(5.2)

όπου *ρ*είναι η πυκνότητα του μέσου διάδοσης, *u*_i η μετάθεση των υλικών σημείων κατά μήκος του άξονα *x*_i και *σ*_{ji} είναι οι ασκούμενες τάσεις. Η σχέση (5.2) μπορεί να τροποποιηθεί σε μία εξίσωση με μορφή:

$$\frac{df(z)}{dz} = A(z)f(z)$$
(5.3)

όπου f είναι μία συνάρτηση του βάθους, z, από την επιφάνεια του εδάφους και A είναι ένας τετραγωνικός πίνακας ο οποίος εξαρτάται από τις ιδιότητες των στρωμάτων της δομής του υπεδάφους. Στην περίπτωση της παραμετροποίησης της εδαφικής δομής με ένα σύνολο n οριζόντιων

Κεφάλαιο 5°

στρωμάτων πάνω σε ημιχώρο και με την υπόθεση ότι ο πίνακας A είναι ανεξάρτητος από το βάθος (το οποίο ισχύει μέσα σε κάθε στρώμα της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους), η λύση της σχέσης (5.3) υπολογίζεται από (Gilbert & Backus 1966):

$$f(z) = G(z, z_n)G(z_n, z_{n-1})...G(z_1, z_0)f(z_0)$$
(5.4)

Η τιμή της f στη Σχέση (5.4) αντιστοιχεί σε ένα τυχαίο σημείο σε βάθος, z, το οποίο βρίσκεται μέσα σε ένα στρώμα της δομής του υπεδάφους (ακόμα και μέσα στον ημιχώρο). Με z_i , όπου i = 0, 1, ..., n, συμβολίζονται τα βάθη των επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής. Όταν η τιμή του δείκτη iείναι ίση με μηδέν, το βάθος αντιστοιχεί στην επιφάνεια του εδάφους, ενώ για τιμή του i ίση με n, το βάθος της επιφάνειας ασυνέχειας συμπίπτει με την επαφή του βαθύτερου στρώματος της εδαφικής δομής με τον ημιχώρο. Οι πίνακες G της Σχέσης (5.4) ονομάζονται διαδίδοντες πίνακες (Propagator Matrices) και είναι συναρτήσεις του βάθους της ανώτερης και κατώτερης επιφάνειας κάθε στρώματος του υπεδάφους. Υπολογίζονται σύμφωνα με την παρακάτω γενική σχέση για δύο τιμές του βάθους a και b, αντίστοιχα:

$$G(a,b) = e^{(a-b)A(a)}$$
(5.5)

Η Σχέση (5.5) χρησιμοποιείται για την εύρεση των στοιχείων του πίνακα *G* εφαρμόζοντας την *ανάλυση των ιδιοτιμών* (*Eigenvalue Decomposition*) στον πίνακα *A* (Aki & Richards 2002).

5.1.5 Υπολογισμός της συνάρτησης σφάλματος

Η σύγκριση των θεωρητικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας επιφανειακών κυμάτων με τις αντίστοιχες των πειραματικές, πραγματοποιείται με τη χρήση της συνάρτησης σφάλματος (Misfit Function). Η συνάρτηση σφάλματος αποτελεί μία στατιστική προσέγγιση του βαθμού ομοιότητας μεταξύ των πειραματικών και των θεωρητικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων. Κάθε πειραματική καμπύλη παράγεται από την ανάλυση παρατηρούμενων γεωφυσικών δεδομένων και αποτελείται από ένα σύνολο διακριτών τιμών, η οποία συνήθως συνοδεύεται από μία εκτίμηση του σφάλματος. Αν θεωρήσουμε ότι τα σφάλματα κάθε διακριτής τιμής είναι τυχαία και ανεξάρτητα μεταξύ τους και ότι μας είναι διαθέσιμη η τυπική απόκλιση κάθε διακριτής τιμής της πειραματικής καμπύλης, τότε η συνάρτηση σφάλματος είναι ανάλογη με το τετράγωνο της διαφοράς της παρατηρούμενης με τη θεωρητική τιμή και αντιστρόφως ανάλογη με την τυπική απόκλιση κάθε παρατηρούμενης τιμής. Με αυτό τον τρόπο, εισάγεται ένα βάρος σε κάθε διακριτή τιμή της πειραματικής καμπύλης, που είναι ίσο με το αντίστροφο της τυπικής του απόκλισης, έτσι ώστε κάθε μέτρηση με μεγάλη αβεβαιότητα να επηρεάζει λιγότερο την τιμή της συνάρτησης σφάλματος.

Η τιμή της συνάρτησης σφάλματος καθορίζει αν το θεωρητικό γεωφυσικό μοντέλο δομής του υπεδάφους που χρησιμοποιήθηκε για την παραγωγή των θεωρητικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων (ευθύ πρόβλημα), προσεγγίζει σε ικανοποιητικό βαθμό την πραγματική γεωφυσική δομή. Μικρή τιμή της συνάρτησης σφάλματος συνεπάγεται με σύγκλιση της θεωρητικής με την πειραματική καμπύλη. Επομένως, με την παραδοχή ότι η πειραματική καμπύλη συνδέεται άμεσα με την πραγματική γεωλογική δομή του υπεδάφους, τότε όσο περισσότερο τείνει να ταυτιστεί με τη θεωρητική καμπύλη, τόσο και το θεωρητικό γεωφυσικό μοντέλο δομής που χρησιμοποιήθηκε για την παραγωγή της θεωρητικής καμπύλης πλησιάζει στο πραγματικό. Αντιθέτως, μεγάλη τιμή της συνάρτησης σφάλματος υποδηλώνει ότι το θεωρητικό γεωφυσικό μοντέλο δομής του υπεδάφους που χρησιμοποιήθηκε απέχει αρκετά από το πραγματικό και δεν αποτελεί μία καλή προσέγγιση του. Το σύνολο τιμών της συνάρτησης σφάλματος καθορίζεται από το πλήθος των θεωρητικών γεωφυσικών μοντέλων δομής του υπεδάφους που κατασκευάζονται στη διαδικασία της 1D αντιστροφής δεδομένων, καθώς και από τις παραγόμενες θεωρητικές καμπύλες σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων που προκύπτουν από τον επαναληπτικό υπολογισμό του ευθέος προβλήματος.

Η επίτευξη του βασικού στόχου της 1D αντιστροφής δεδομένων, ο οποίος αποτελεί τον προσδιορισμό της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους, πραγματοποιείται με την ελαχιστοποίηση της συνάρτησης σφάλματος και συγκεκριμένα με τον εντοπισμό του ολικού τοπικού ελαχίστου της. Το ολικό τοπικό ελάχιστο της συνάρτησης σφάλματος παρέχει το γεωφυσικό μοντέλο δομής του υπεδάφους που προσεγγίζει καλύτερα την πραγματική εδαφική δομή και έχει την καλύτερη προσαρμογή στα πειραματικά δεδομένα. Η ελαχιστοποίηση της συνάρτησης σφάλματος σηματοδοτεί και τη λήξη της διαδικασίας της 1D αντιστροφής δεδομένων. Η διαδικασία σταματάει όταν η τιμή της συνάρτησης σφάλματος δεν μπορεί να ελαττωθεί κάτω από ένα προκαθορισμένο όριο ή όταν δεν μπορεί να μειωθεί περισσότερο έπειτα από ένα εύλογο αριθμό επαναλήψεων.

5.1.6 Αναζήτηση της βέλτιστης λύσης του αντίστροφου προβλήματος προσδιορισμού της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους

Ένα από τα κυριότερα προβλήματα που εμφανίζονται στη διαδικασία επίλυσης των αντίστροφων προβλημάτων είναι η μη-μοναδικότητα της λύσης. Στην περίπτωση της 1D αντιστροφής των καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων, η μη-μοναδικότητα της λύσης αναφέρεται στο γεγονός ότι κανένα γεωφυσικό μοντέλο δομής του υπεδάφους που προκύπτει από τη διαδικασία της αντιστροφής δεν μπορεί να περιγράψει ακριβώς τα πειραματικά δεδομένα. Η μη-μοναδικότητα της λύσης οφείλεται κυρίως στην εισαγωγή σφαλμάτων στη διαδικασία της αντιστροφής δεδομένων, τα οποία μπορούν να ομαδοποιηθούν σε τρεις βασικές κατηγορίες. Στην πρώτη κατηγορία ανήκουν τα σφάλματα παρατήρησης, τα οποία σχετίζονται με την πεπερασμένη ακρίβεια των οργάνων μέτρησης των πειραματικών δεδομένων. Η δεύτερη κατηγορία περιλαμβάνει τα σφάλματα γραμμικοποίησης του αντίστροφου προβλήματος, στις περιπτώσεις που η εξάρτηση των πειραματικών δεδομένων με τις παραμέτρους της δομής του υπεδάφους δεν είναι γραμμική. Η μετατροπή μη-γραμμικών προβλημάτων σε γραμμικά, εμπεριέχει σφάλματα γιατί παραλείπονται οι όροι ανώτερης τάξης και χρησιμοποιούνται μόνο οι γραμμικοί. Τα σφάλματα γραμμικοποίησης δεν επηρεάζουν την 1D αντιστροφή δεδομένων, αφού υπολογίζεται μόνο το ευθύ πρόβλημα με τη χρήση αναλυτικών μαθηματικών σχέσεων. Παρόλα αυτά, είναι δυνατό στην προσπάθεια δημιουργίας της μαθηματικής διαδικασίας επίλυσης του ευθέος προβλήματος, να εισάγονται αριθμητικά σφάλματα στους υπολογισμούς εξαιτίας μη επαρκούς γνώσης, ελλιπούς κατανόησης ή παραβλέψεων στη φύση του υπό μελέτη προβλήματος. Τέλος, την τρίτη κατηγορία αποτελούν τα σφάλματα παραμετροποίησης της δομής του υπεδάφους. Οι παραδοχές και οι απλοποιήσεις που χρησιμοποιούνται για την προσομοίωση της εδαφικής δομής, συχνά δεν ανταποκρίνονται σε ικανοποιητικό βαθμό στη φυσική πραγματικότητα.

Από τα παραπάνω γίνεται φανερό ότι οι λύσεις του αντίστροφου προβλήματος προσδιορισμού της δομής του υπεδάφους αντιστοιχούν σε ένα σύνολο γεωφυσικών μοντέλων, τα οποία έχουν τη δυνατότητα να περιγράφουν σχεδόν ισοδύναμα τα πειραματικά δεδομένα. Το συγκεκριμένο φαινόμενο επηρεάζει τη συνάρτηση σφάλματος, η οποία εμφανίζει πολλαπλά τοπικά ελάχιστα. Κάθε τοπικό ελάχιστο της συνάρτησης σφάλματος συνδέεται με ένα ή μία «ομάδα» θεωρητικών γεωφυσικών μοντέλων δομής του υπεδάφους που ικανοποιούν με παρόμοιο τρόπο τα δεδομένα. Επομένως, η επιλογή της λύσης του αντίστροφου προβλήματος προσδιορισμού της δομής του υπεδάφους από τις καμπύλες σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων, δεν αντιστοιχεί απαραίτητα στην καλύτερη μαθηματικά λύση, αλλά απαιτεί και πρόσθετα, συχνά υποκειμενικά κριτήρια.

Ένας τρόπος για να περιοριστεί η μη-μοναδικότητα της λύσης, καθώς και η υποκειμενικότητα της επιλογής της στα αντίστροφα προβλήματα, είναι η χρήση εκ των προτέρων (a priori) πληροφοριών για τις παραμέτρους που θέλουμε να προσδιορίσουμε. Για την 1D αντιστροφή των καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων, οι εκ των προτέρων πληροφορίες εστιάζονται στη δομή του υπεδάφους για την περιοχή μελέτης. Οι πληροφορίες μπορεί να αφορούν τη γεωλογική, γεωτεχνική και γεωφυσική δομή του υπεδάφους από ανεξάρτητες έρευνες ή ακόμη μαθηματικές σχέσεις και φυσικούς νόμους (για παράδειγμα ο λόγος *Poisson* που συνδέει τις ταχύτητες των επιμηκών και εγκαρσίων ελαστικών κυμάτων) μεταξύ των γεωφυσικών παραμέτρων που προσπαθούμε να προσδιορίσουμε.

Όπως προαναφέρθηκε σημαντικό ρόλο για την επιτυχημένη εφαρμογή της 1D αντιστροφής δεδομένων παίζει η δειγματοληψία του χώρου παραμέτρων. Όλα τα υπόλοιπα στάδια της συγκεκριμένης διαδικασίας έχουν συνήθως σαφή μαθηματική περιγραφή, ενώ η δειγματοληψία του χώρου παραμέτρων είναι μία στοχαστική διαδικασία που ελέγχεται δυσκολότερα. Βασικό ζητούμενο στη δειγματοληψία του χώρου παραμέτρων είναι η εύρεση της ισορροπίας μεταξύ της εκμετάλλευσης (Exploitation) και της αναγνώρισης «ευνοϊκών» χαρακτηριστικών σε συγκεκριμένες περιοχές του, καθώς και της αποτελεσματικής εξερεύνησης (Exploration) του.

Συνήθως, γίνεται προσπάθεια ώστε να οδηγηθούμε σε όσο το δυνατόν γρηγορότερη σύγκλιση των λύσεων στην ελάχιστη τιμή της συνάρτησης σφάλματος, εκμεταλλευόμενοι τις ιδιότητες του χώρου παραμέτρων. Οι ιδιότητες του χώρου παραμέτρων αναφέρονται στην αναγνώριση περιοχών από τις οποίες είναι περισσότερο πιθανό να προκύψουν λύσεις με μικρή τιμή της συνάρτησης σφάλματος. Παράλληλα, επιζητούμε τη λεπτομερή εξερεύνηση του χώρου παραμέτρων ώστε να γίνει η αναζήτηση των περισσότερων δυνατών τοπικών ελαχίστων της συνάρτησης σφάλματος, για τον προσδιορισμό του ολικού ελάχιστου ή τουλάχιστον την αναγνώριση πολλαπλών ισοδύναμων τοπικών ελαχίστων. Επομένως, πρόκειται για δύο αντίθετες διεργασίες, με διαφορετική απαίτηση σε υπολογιστικό χρόνο για την υλοποίηση τους. Η ισορροπία μεταξύ των δύο αυτών διεργασιών επιτυγχάνεται με τη χρήση κατάλληλων ρυθμιστικών παραμέτρων (Tuning Parameters).

Για την αποτελεσματική 1D αντιστροφή των δεδομένων απαιτείται μία τεχνική αντιστροφής που συμπεριλαμβάνει τα κατάλληλα εργαλεία εκμετάλλευσης και εξερεύνησης του χώρου παραμέτρων. Μία από αυτές της τεχνικές είναι και ο αλγόριθμος γειτνίασης που περιγράφεται παρακάτω και χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διδακτορική διατριβή.

5.2 Αλγόριθμος Γειτνίασης

Για την 1D αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh και την εκτίμηση του γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης, χρησιμοποιήθηκε ο aλγόριθμος γειτνίασης (Neighborhood Algorithm). Ο αλγόριθμος γειτνίασης (Sambridge 1999a, Sambridge 1999b, Wathelet 2008) αποτελεί μία στοχαστική, άμεσης αναζήτησης, τεχνική αντιστροφής δεδομένων σε ένα πολυδιάστατο παραμέτρων με μη-κανονικά όρια, δίνοντας έμφαση χώρο στη βελτιστοποίηση του υπολογιστικού χρόνου και τη δυνατότητα χρήσης εκ των προτέρων πληροφοριών. Εφαρμογή του αλγόριθμου γειτνίασης λογισμικό πακέτο περιλαμβάνεται στο προγραμμάτων GEOPSY (GEOPhysical Signal Database for noise arraY processing) με ορισμένες (http://www.geopsy.org) τροποποιήσεις χρησιμοποιήθηκε και στην παρούσα διδακτορική διατριβή.

Η βελτιστοποίηση του υπολογιστικού χρόνου, δηλαδή η γρήγορη σύγκλιση των λύσεων του αντίστροφου προβλήματος στο (ολικό) τοπικό ελάχιστο της συνάρτησης σφάλματος, καθώς και η αποτελεσματική εξερεύνηση του χώρου παραμέτρων, υλοποιείται από τον αλγόριθμο γειτνίασης με την εκμετάλλευση των ιδιοτήτων του διαγράμματος Voronoi¹.

Το διάγραμμα Voronoi είναι ο διαχωρισμός του χώρου σε περιοχές με κριτήρια που βασίζονται σε σχέσεις αποστάσεων μεταξύ συγκεκριμένων

¹Georgy Feodosevich Voronoi (1868-1908), Ρώσος μαθηματικός, ο οποίος όρισε το διάγραμμα Voronoi. Επίσης, ονομάζεται και διαίρεση (Partition) ή ψηφίδωση (Tessellation) Voronoi.

σημείων. Τα σημεία αυτά ονομάζονται πυρήνες (Seeds) και η χωρική κατανομή τους μπορεί να είναι τυχαία ή προεπιλεγόμενη, ενώ οι συντεταγμένες τους ορίζονται πριν τη δημιουργία του διαγράμματος. Σε κάθε πυρήνα αντιστοιχεί μία περιοχή η οποία αποτελείται από ένα σύνολο σημείων που βρίσκονται πιο κοντά στο συγκεκριμένο πυρήνα σε σχέση με οποιονδήποτε άλλο. Οι περιοχές στις οποίες διαχωρίζεται ο χώρος ονομάζονται κελιά Voronoi (Voronoi Cells).

Αν θεωρήσουμε ότι ακολουθούμε την Ευκλείδεια γεωμετρία και συμβολίσουμε με E τον Ευκλείδειο χώρο, με d τη συνάρτηση υπολογισμού των αποστάσεων μεταξύ δύο τυχαίων σημείων του Ευκλείδειου χώρου, με P_i , όπου i = 1, 2, ..., n, το σύνολο των πυρήνων που χρησιμοποιήθηκαν και με C_i , το σύνολο των κελιών Voronoi που αντιστοιχούν στους πυρήνες P_i , τότε το κάθε κελί Voronoi είναι ο γεωμετρικός τόπος των σημείων, x, του Ευκλείδειου χώρου για τον οποίο ισχύει η παρακάτω σχέση:

$$C_{i} = \left\{ x \in E \mid d\left(x, P_{i}\right) \leq d\left(x, P_{j}\right) \forall j \neq i \right\}$$
(5.6)

Η πιο απλή περίπτωση του διαγράμματος Voronoi είναι να θεωρήσουμε ένα πεπερασμένο σύνολο τυχαίων σημείων, P_i , όπου i = 1, 2, ..., n, στο επίπεδο (Σχήμα 5.3). Τότε, σύμφωνα με τη Σχέση (5.6) τα κελιά Voronoi που αντιστοιχούν στους πυρήνες P_i , αποτελούνται από όλα τα σημεία του επιπέδου για τα οποία η απόσταση τους από τον πυρήνα P_i είναι ίση ή μικρότερη με την απόσταση τους από οποιοδήποτε διαφορετικό πυρήνα P_j με $i \neq j$.

Από τον ορισμό του διαγράμματος Voronoi προκύπτει ότι η μορφή των κελιών Voronoi είναι πολυγωνική, αφού οριοθετούνται από τομές ευθύγραμμων τμημάτων ή ημι-χώρων. Επιπλέον, τα ευθύγραμμα τμήματα του διαγράμματος αποτελούν το γεωμετρικό τόπο των σημείων τα οποία απέχουν ίση απόσταση από τους δύο πλησιέστερους πυρήνες. Αντίστοιχα, τα σημεία τομής των ευθύγραμμων τμημάτων του διαγράμματος, δηλαδή οι κορυφές των κελιών Voronoi, αποτελούν σημεία τα οποία απέχουν ίση απόσταση χαι βυλουν το τους δύο πλησιέστερους πυρήνες.

Επειδή η κατασκευή των κελιών Voronoi στηρίζεται σε αποστάσεις μεταξύ σημείων του χώρου παραμέτρων, γίνεται φανερό ότι η κλίμακα των αξόνων επηρεάζει το σχηματισμό και τη μορφή τους (Σχήμα 5.4). Για αυτό το λόγο, ο αλγόριθμος γειτνίασης χρησιμοποιεί δυναμική προσαρμογή (Dynamic Scaling) στους άξονες του πολυδιάστατου χώρου παραμέτρων, έτσι ώστε η



Σχήμα 5.3: Παράδειγμα του διαγράμματος Voronoi στο καρτεσιανό επίπεδο. Η γεωμετρία του διαγράμματος καθορίζεται από τις συντεταγμένες ενός πεπερασμένου συνόλου τυχαίων σημείων (μαόροι κύκλοι). Τα τυχαία σημεία αποτελούν δείγματα του χώρου παραμέτρων και σε κάθε δείγμα αντιστοιχεί μία περιοχή του διαγράμματος που ονομάζεται κελί Voronoi. **a**) Η δειγματοληψία του χώρου παραμέτρων επικεντρώνεται στο κελί Voronoi που περιέχει το δείγμα για το οποίο υπολογίζεται η μικρότερη τιμή της συνάρτησης σφάλματος (σκιασμένη περιοχή του διαγράμματος). Τα νέα τυχαία δείγματα (λευκοί κύκλοι) που δημιουργούνται, θεωρούμε ότι συγκεντρώνουν τη μεγαλύτερη πιθανότητα να εμφανίσουν ακόμα μικρότερη τιμή της συνάρτησης σφάλματος Voronoi. Οι διαστάσεις του κελιού που περιείχε το αρχικό δείγμα με τη μικρότερη τιμή της συνάρτησης σφάλματος Voronoi. Οι διαστάσεις του κελιού που περιείχε το αρχικό δείγμα με τη μικρότερη τιμή της συνάρτησης σφάλματος νορου διαστάσεις του κελιού που περιείχε το αρχικό δείγμα με τη μικρότερη τιμή της συνάρτησης σφάλματος Voronoi. Οι διαστάσεις του κελιού που περιείχε το αρχικό δείγμα με τη μικρότερη τιμή της συνάρτησης σφάλματος δειγματος, μειώθηκε σημαντικά με την προσθήκη των νέων δειγμάτων (περιοχή με σκούρο γκρι χρώμα). Η δειγματοληψία του χώρου παραμέτρων θα επικεντρώθεί στα κελιά Voronoi των νέων δειγμάτων (περιοχές με ανοιχτό γκρι χρώμα).

γεωμετρία των κελιών Voronoi να εξελίσσεται κατά τη διάρκεια της αντιστροφής των δεδομένων. Η αλλαγή της γεωμετρίας των κελιών Voronoi επιτυγχάνεται με την επιμήκυνση ή σμίκρυνση επιλεγμένων αξόνων του χώρου παραμέτρων και εξυπηρετεί στη βέλτιστη διερεύνηση των δειγμάτων που αυτά περιέχουν. Για παράδειγμα, αν κάποιος πυρήνας παρουσιάζει μικρή τιμή της συνάρτησης σφάλματος σε σχέση με τους υπόλοιπους, τότε το αντίστοιχο κελί Voronoi αποτελεί την περιοχή εστίασης της δειγματοληψίας του χώρου παραμέτρων. Αυτό συμβαίνει γιατί θεωρούμε ότι το συγκεκριμένο κελί συγκεντρώνει τη μεγαλύτερη πιθανότητα να περιέχει δείγματα με ακόμα μικρότερες τιμές της συνάρτησης σφάλματος. Όμως, οι διαστάσεις του κελιού κατά μήκος των αξόνων του χώρου παραμέτρων είναι περιορισμένες και συνήθως καλύπτουν ένα μικρό μέρος τους. Κατά συνέπεια, η αναζήτηση τιμών των παραμέτρων πραγματοποιείται μέσα σε ένα στενό εύρος, μειώνοντας τη διακριτική ικανότητα του αλγόριθμου. Με τη σμίκρυνση ενός άξονα του χώρου παραμέτρων, μεταβάλλονται συγχρόνως και οι διαστάσεις του κελιού οι οποίες είναι δυνατό να εκτείνονται πλέον σε όλο το μήκος του (Σχήμα 5.4). Με αυτό τον τρόπο, ο αλγόριθμος μπορεί δυνητικά να



Σχήμα 5.4: Δυναμική προσαρμογή των αξόνων του χώρου παραμέτρων στο καρτεσιανό επίπεδο και οι επιπτώσεις της στη γεωμετρία των κελιών Voronoi. **a**) οι άξονες του καρτεσιανού επιπέδου έχουν την ίδια κλίμακα (από 0 έως 1). Τα σκιασμένα κελιά με σκούρο και ανοιχτό γκρι χρώμα είναι γειτονικά. **b**) Η κλίμακα του άξονα X σμικρύνθηκε κατά ένα παράγοντα 10 (από 0 έως 0.1). Τα δύο κελιά δεν είναι πλέον γειτονικά.

εξερευνήσει όλες τις τιμές μίας παραμέτρου. Το αντίθετο αποτέλεσμα έχει προφανώς η επιμήκυνση ενός άξονα του χώρου παραμέτρων, όπου η διάσταση του κελιού περιορίζεται ακόμα περισσότερο κατά μήκος του. Επομένως, ανάλογα με πόσο χαμηλή ή υψηλή είναι η διακριτική ικανότητα του αλγόριθμου γειτνίασης στην εξαγωγή των τιμών των παραμέτρων που χρησιμοποιήθηκαν για την περιγραφή της εδαφικής δομής, οι άξονες του χώρου παραμέτρων προσαρμόζονται με δυναμικό τρόπο για τη διατήρηση της ποιότητας της δειγματοληψίας σε όλα τα βήματα της αντιστροφής. Τελικά, δυναμικής προσαρμογής η χρήση της ενισχύει την αποτελεσματικότητα του αλγόριθμου στην εξερεύνηση του χώρου παραμέτρων και συμβάλλει στην εύρεση του ολικού τοπικού ελαχίστου της συνάρτησης σφάλματος.

Οι εκ των προτέρων πληροφορίες για τη γεωφυσική δομή του υπεδάφους εισάγονται στον αλγόριθμο γειτνίασης με τη χρήση μαθηματικών εξισώσεων μέσω ενός κατάλληλου καταλόγου. Οι συγκεκριμένες εξισώσεις ορίζουν ποσοτικές σχέσεις ή/και φυσικές συνθήκες μεταξύ των παραμέτρων

της δομής του υπεδάφους. Οι ποσοτικές σχέσεις μεταξύ των παραμέτρων μπορεί να έχουν πολύ απλή μορφή (για παράδειγμα τη μορφή μίας απλής ανισότητας $p_1 > p_2$), χωρίς να αποκλείονται οι πιο σύνθετες και περίπλοκες μορφές. Οι φυσικές συνθήκες μεταξύ των παραμέτρων χρησιμοποιούνται για την ποσοτικοποίηση φυσικών φαινομένων μέσα στα στρώματα της δομής του υπεδάφους. Ο αλγόριθμος γειτνίασης χρησιμοποιεί το λόγο Poisson για τη σύνδεση των τιμών της V_p και V_s , ο οποίος μεταβάλλεται στο διάστημα από 0.2 έως 0.5 στις γεωλογικές δομές των επιφανειακών στρωμάτων της Γης. Επίσης, η μεταβολή της V_s με το βάθος για κάθε στρώμα της δομής του υπεδάφους μπορεί να είναι ομοιόμορφη (Uniform), να ακολουθεί ένα νόμο δύναμης (Power Law) με εκθετική μορφή ή να αυξάνεται γραμμικά (Linear Increase).

Η διαδικασία που ακολουθείται από τον αλγόριθμο γειτνίασης μπορεί να χωριστεί σε τέσσερα βασικά βήματα, όπου το κάθε βήμα περιλαμβάνει και από μία παράμετρο που ρυθμίζει τη ροή του.

Στο πρώτο βήμα πραγματοποιείται τυχαία επιλογή πυρήνων (Random Seed Generation) μέσα στο χώρο παραμέτρων που έχει οριστεί, σχηματίζοντας τον αρχικό πληθυσμό των δειγμάτων. Το πρώτο επιλεγόμενο δείγμα του χώρου παραμέτρων αποτελεί οδηγό για τις επόμενες τυχαίες επιλογές, οι οποίες πραγματοποιούνται με τη χρήση της μεθόδου δημιουργίας τυχαίων διαδρομών Markov-Chain (Markov-Chain Random Walks). Ο αριθμός των πυρήνων που θα δημιουργηθούν σε αυτό το αρχικό βήμα καθορίζεται από την τιμή της ρυθμιστικής παραμέτρου ns0. Οι θέσεις των αρχικών δειγμάτων στον πολυδιάστατο χώρο παραμέτρων καθορίζουν το σχηματισμό των κελιών Voronoi, ενώ οι τιμές που αντιστοιχούν σε κάθε αρχικό δείγμα, χρησιμοποιούνται για την κατασκευή των θεωρητικών γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους και τον υπολογισμό του ευθέος προβλήματος για την παραγωγή των αντίστοιχων θεωρητικών καμπύλων σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων. Η σύγκριση των θεωρητικών με την πειραματική καμπύλη σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων πραγματοποιείται με τον υπολογισμό της συνάρτησης σφάλματος, σύμφωνα με τη σχέση:

$$misfit = \sqrt{\sum_{i=0}^{n_F} \frac{\left(x_{di} - x_{ci}\right)^2}{\sigma_i^2 n_F}}$$
(5.7)

όπου x_{di} είναι η ταχύτητα των επιφανειακών κυμάτων από την πειραματική καμπύλη σκέδασης στη συχνότητα f_i, x_{ci} είναι η ταχύτητα των επιφανειακών
κυμάτων από τη θεωρητική καμπύλη σκέδασης στη συχνότητα f_i , σ_i είναι η αβεβαιότητα των σημείων της πειραματικής καμπύλης σκέδασης για κάθε συχνότητα f_i και n_F ο αριθμός των σημείων που αποτελείται η πειραματική καμπύλη. Αν δεν δοθούν τιμές για το σ_i , τότε αυτό αντικαθίσταται με την τιμή x_{di} στη Σχέση (5.7). Όπως έχει αναφερθεί, η τιμή της συνάρτησης σφάλματος αποτελεί ένα μέτρο του πόσο απέχει το κάθε θεωρητικό γεωφυσικό μοντέλο του υπεδάφους από το πραγματικό.

Στο δεύτερο βήμα πραγματοποιείται επιλογή των πυρήνων (ή των αντίστοιχων κελιών Voronoi) από το αρχικό σύνολο, με βάση την τιμή της συνάρτησης σφάλματος που υπολογίστηκε για αυτούς. Ειδικότερα, οι τιμές της συνάρτησης σφάλματος ταξινομούνται από τη μικρότερη προς τη μεγαλύτερη και επιλέγεται ένας συγκεκριμένος αριθμός πυρήνων με βάση τη ρυθμιστική παράμετρο *n*_r. Μέσα στα κελιά Voronoi των επιλεγόμενων πυρήνων αναμένονται μικρότερες τιμές της συνάρτησης σφάλματος, οπότε η δειγματοληψία του χώρου παραμέτρων επικεντρώνεται σε αυτά.

Στο τρίτο βήμα της διαδικασίας χρησιμοποιούνται οι επιλεγόμενοι πυρήνες και τα αντίστοιχα κελιά *Voronoi* του προηγούμενου βήματος, για τον περιορισμό του χώρου παραμέτρων και τον εντοπισμό των περιοχών που θα δημιουργηθούν νέοι πυρήνες. Ο αριθμός των νέων πυρήνων καθορίζεται από τη ρυθμιστική παράμετρο n_s , οπότε ο χώρος παραμέτρων ανακατασκευάζεται με τη δημιουργία νέων κελιών *Voronoi* (Σχήμα 5.3). Και σε αυτή την περίπτωση, το πρώτο επιλεγόμενο δείγμα μέσα σε κάθε νέο κελί αποτελεί οδηγό για τις επόμενες επιλογές, ακολουθώντας τυχαίες διαδρομές (*Markov-Chain Random Walks*). Συνολικά, ο αριθμός των νεών δειγμάτων ανά κελί είναι ίσος με n_s/n_r . Η συνάρτηση σφάλματος υπολογίζεται και για τους νέους πυρήνες, έτσι ώστε να είναι δυνατή η αναγνώριση κάποιου τοπικού ελαχίστου ή να χρησιμοποιηθούν τα αποτελέσματα που προέκυψαν σαν αρχικά δεδομένα για την επανάληψη της διαδικασίας.

Η επιλογή για την επανάληψη (Iteration), καθώς και τον αριθμό των επαναλήψεων της διαδικασίας ορίζεται στο τελευταίο βήμα, με τη χρήση της ρυθμιστικής παραμέτρου itmax.

Τελικά, ο συνολικός αριθμός των θεωρητικών γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους που κατασκευάζονται, και κατά επέκταση των παραγόμενων καμπύλων σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων, θα είναι *ns0 + itmax * ns*. Η διαδικασία μπορεί φυσικά να σταματήσει σε μία επανάληψη, αλλά για την αποτελεσματική διερεύνηση του χώρου παραμέτρων, ο αριθμός των παραγόμενων θεωρητικών γεωφυσικών μοντέλων είναι γενικά πολύ μεγάλος

(μερικές χιλιάδες ή και εκατοντάδες χιλιάδες).

Από τα παραπάνω, γίνεται φανερό ότι η βασική ιδέα πάνω στην οποία στηρίζεται ο αλγόριθμος γειτνίασης είναι απλή. Η εφαρμογή της στη διαδικασία της 1D αντιστροφής δεδομένων πραγματοποιείται με την αξιοποίηση των γεωμετρικών ιδιοτήτων του διαγράμματος Voronoi. Τα κελιά Voronoi του διαγράμματος στα οποία υπολογίζονται οι μικρότερες τιμές της συνάρτησης σφάλματος, αποτελούν περιοχές του χώρου παραμέτρων που παρουσιάζουν το μεγαλύτερο ενδιαφέρον. Σε αυτές τις περιοχές, η πιθανότητα εντοπισμού γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους που προσεγγίσουν την πραγματική γεωλογική δομή και την καλύτερη προσαρμογή στα παρατηρούμενα δεδομένα είναι εξαιρετικά αυξημένη. Για αυτό το λόγο, η δειγματοληψία του χώρου παραμέτρου επικεντρώνεται στις συγκεκριμένες περιοχές. Επιπλέον, η τυχαία δειγματοληψία του χώρου παραμέτρων οδηγείται από τα αποτελέσματα που παρατηρήθηκαν μέχρι εκείνη τη στιγμή σε προηγούμενα δείγματα. Με αυτό τον τρόπο πραγματοποιείται μία «έξυπνη» διερεύνηση του χώρου παραμέτρων που έχει ως βασικά πλεονεκτήματα τη μείωση του υπολογιστικού χρόνου, αφού απορρίπτονται ορισμένες περιοχές αναζήτησης, και τη γρήγορη σύγκλιση της διαδικασίας στο τοπικό ελάχιστο και στην τελική λύση του αντίστροφου προβλήματος.

Αξίζει να σημειωθεί ότι ο αλγόριθμος γειτνίασης επιτρέπει και τη συνδυαστική αντιστροφή (Joint Inversion) δεδομένων, όπως για παράδειγμα τη σύγχρονη αντιστροφή καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, χρησιμοποιώντας μία τροποποιημένη συνάρτηση σφάλματος με κατάλληλα βάρη. Εκτός από το παραπάνω χαρακτηριστικό, το συγκεκριμένο λογισμικό πακέτο προγραμμάτων παρέχει τη δυνατότητα εκμετάλλευσης του αλγόριθμου γειτνίασης ακόμα και με τη χρήση ενός εξωτερικού κώδικα υπολογισμού του ευθέος προβλήματος (External Forward Computation), καθώς και της συνάρτησης σφάλματος. Με αυτό τον τρόπο επιτρέπεται στο χρήστη να εκμεταλλευτεί πλήρως τις δυνατότητες και τα πλεονεκτήματα του αλγόριθμου γειτνίασης στη δειγματοληψία του χώρου παραμέτρων, αλλά και να ορίσει ένα οποιοδήποτε τρόπο υπολογισμού του ευθέος προβλήματος και της συνάρτησης σφάλματος που αυτός επιθυμεί. Στη παρούσα διδακτορική διατριβή, χρησιμοποιήθηκε η συγκεκριμένη δυνατότητα για τη συνδυαστική αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh με τοπικές καμπύλες ελλειπτικότητας, καθώς και με καμπύλες HVSR. Η τροποποιημένη συνάρτηση σφάλματος για τη συνδυαστική αντιστροφή δεδομένων υπολογίστηκε από την παρακάτω σχέση:

$$Misfit_{Joint} = \sqrt{W_{DC} \left(Misfit_{DC}\right)^2 + W_{SR} \left(Misfit_{SR}\right)^2}$$
(5.8)

όπου με *Misfit_{DC}* και *Misfit_{SR}* συμβολίζονται οι συναρτήσεις σφάλματος για την καμπύλη σκέδασης και οποιασδήποτε καμπύλης φασματικών λόγων (ελλειπτικότητας ή *HVSR*) των επιφανειακών κυμάτων, ενώ με W_{DC} και W_{SR} τα αντίστοιχα βάρη τους. Ο υπολογισμός των *Misfit_{DC}* και *Misfit_{SR}* είναι παρόμοιος με τη Σχέση (5.7). Η μόνη διαφορά εντοπίζεται στον παρονομαστή του κλάσματος. Το τετραγωνικό σφάλμα (σ_i^2) των σημείων της πειραματικής καμπύλης σκέδασης σε κάθε συχνότητα πολλαπλασιάζεται με τη διαφορά του αριθμού των σημείων της πειραματικής καμπύλης (n_F) με τον αριθμό των στρωμάτων του θεωρητικού γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους.

Συνοψίζοντας, τα βασικά πλεονεκτήματα της χρήσης του αλγόριθμου γειτνίασης για την αντιστροφή των καμπύλων σκέδασης επιφανειακών κυμάτων (ή ακόμα και για τη λύση οποιουδήποτε 1D αντίστροφου προβλήματος) επικεντρώνονται στα παρακάτω:

- Συγκέντρωση της δειγματοληψίας του χώρου παραμέτρου σε περιοχές όπου εντοπίζονται μικρές τιμές της συνάρτησης σφάλματος.
 Οι περιοχές αυτές παρουσιάζουν μεγαλύτερη πιθανότητα να οδηγήσουν τη διαδικασία της αντιστροφής δεδομένων σε θεωρητικά γεωφυσικά μοντέλα του υπεδάφους, τα οποία προσεγγίζουν σε ικανοποιητικό βαθμό την πραγματική γεωλογική δομή.
- Ανακατανομή της δειγματοληψίας του χώρου παραμέτρων σε διαφορετικές θέσεις, όταν ανακαλύπτονται περιοχές με μικρότερη τιμή της συνάρτησης σφάλματος. Η δυνατότητα αυτή επιτρέπει στον αλγόριθμο γειτνίασης να ξεφεύγει από τοπικά ελάχιστα και να εξελίσσεται σταδιακά σε καλύτερη λύση.
- Γρήγορη σύγκλιση στο ολικό τοπικό ελάχιστο (Global Solution) της συνάρτησης σφάλματος, μειώνοντας τον υπολογιστικό χρόνο της διαδικασίας αντιστροφής δεδομένων.
- Δυναμική προσαρμογή (Dynamic Scaling) στους άξονες του χώρου παραμέτρων, η οποία βελτιώνει δραστικά την αποτελεσματική εξερεύνησή του.

Χρήση εκ των προτέρων (a priori) πληροφοριών για τη γεωλογική, γεωτεχνική και τη γεωφυσική δομή του υπεδάφους, που συμβάλλουν στη μείωση της μη-μοναδικότητας του αντίστροφου προβλήματος.

Κεφάλαιο 5°

 Δυνατότητα χρήσης οποιουδήποτε εξωτερικού κώδικα υπολογισμού του ευθέος προβλήματος (External Forward Computation).

Στις παρακάτω παραγράφους περιγράφεται η ανεξάρτητη 1D αντιστροφή των καμπύλων σκέδασης της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh με τη χρήση του αλγόριθμου γειτνίασης στην περιοχή μελέτης, καθώς και η συνδυαστική αντιστροφή τους με τις καμπύλες 1D αντιστροφή των καμπύλων ελλειπτικότητας. Η σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh αποτελεί τη βάση για την εκτίμηση του 3D γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους (κυρίως της κατανομής της V_s) στην περιοχή μελέτης και τον τελικό στόχο της εφαρμογής της τομογραφικής μεθόδου εδαφικού θορύβου που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διδακτορική διατριβή.

5.3 Ανεξάρτητη 1D Αντιστροφή Τοπικών Καμπύλων Σκέδασης της Ταχύτητας Ομάδας των Επιφανειακών Κυμάτων Rayleigh στην Περιοχή Μελέτης

Οι τοπικές καμπύλες σκέδασης της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.5, για κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης. Οι τοπικές καμπύλες σκέδασης έχουν σχεδιαστεί μέσα στα τετραγωνικά κελιά του τομογραφικού πλέγματος, τα οποία καλύπτουν μία συνολική έκταση 10.000m² στην επιφάνεια της περιοχής μελέτης και αποτελούν τη χωρική εμβέλεια επίδρασης του κάθε κόμβου. Μέσα σε κάθε κελί, θεωρούμε ότι η εδαφική δομή δεν μεταβάλλεται πλευρικά, αλλά μόνο με το βάθος. Επομένως, το 1D γεωφυσικό μοντέλο δομής του υπεδάφους που προκύπτει από την αντιστροφή της τοπικής καμπύλης σκέδασης σε κάθε κόμβο αναφέρεται ενδεικτικά στο αντίστοιχο κελί της στην επιφάνεια της περιοχής μελέτης. Στο Σχήμα 5.5, ο οριζόντιος άξονας κάθε κελιού του τομογραφικού πλέγματος αντιστοιχεί στη συχνότητα (με τιμές που κυμαίνονται από 1 έως 15Hz), ενώ ο κατακόρυφος στη βραδύτητα (αντίστροφο της ταχύτητας) ομάδας των επιφανειακών κυμάτων (η κλίμακα περιλαμβάνει τιμές από 0 έως 0.005sec/m). Η



Σχήμα 5.5: Τοπικές καμπύλες σκέδασης της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh για την περιοχή μελέτης. Παρατηρείται αλλαγή στη μορφή και το εύρος συχνοτήτων των καμπύλων σκέδασης καθώς κινούμαστε από το ΝΔ στο ΒΑ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος. Οι παρατηρήσεις αυτές οφείλονται στη γεωλογική δομή του υπεδάφους.

διακεκομμένη καμπύλη οριοθετεί το επιφανειακό ίχνος της επαφής του γεωλογικού υποβάθρου με τους πρόσφατους ιζηματογενείς σχηματισμούς.

Στο ίδιο σχήμα αποτυπώνεται με χρωματική κλίμακα το εύρος συχνοτήτων που καλύπτει η κάθε τοπική καμπύλη σκέδασης της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh*.

Από το Σχήμα 5.5 προκύπτουν δύο βασικές παρατηρήσεις. Η πρώτη

παρατήρηση σχετίζεται με την αλλαγή στη μορφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης, ενώ η δεύτερη με το διαφορετικό εύρος συχνοτήτων τους. Και οι δύο αυτές παρατηρήσεις επηρεάζονται από τη θέση των τοπικών καμπύλων σκέδασης στο τομογραφικό πλέγμα και μεταβάλλονται καθώς κινούμαστε από το νοτιοδυτικό (ΝΔ) στο βορειοανατολικό (ΒΑ) τμήμα του.

Η αλλαγή της μορφής των τοπικών καμπύλων σκέδασης οφείλεται στη γεωλογική δομή της περιοχής μελέτης. Το χαρακτηριστικό μέγιστο που εμφανίζεται στις τοπικές καμπύλες σκέδασης στο ΝΔ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος, συνδέεται με επιφάνειες επαφής μεταξύ των στρωμάτων της δομής του υπεδάφους που διαχωρίζουν γεωλογικούς σχηματισμούς με σημαντική αντίθεση στις φυσικές και μηχανικές ιδιότητές τους. Σε αυτό το τμήμα του τομογραφικού πλέγματος, αναμένεται η επαφή των πρόσφατων ιζηματογενών σχηματισμών με τα πετρώματα του γεωλογικού υποβάθρου σε κάποιο βάθος της εδαφικής δομής, αφού αποτελεί την περιοχή της φυσικής συνέχειας του γεωλογικού υποβάθρου από τη θέση της επιφανειακής του εμφάνισης στη χωρική ανάπτυξή του κάτω από τα ιζήματα. Αντιθέτως, στο ΒΑ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος, η μορφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης είναι πρακτικά επίπεδη, με μικρή μέση τιμή της βραδύτητας (η οποία ισοδυναμεί με μεγάλη μέση τιμή της ταχύτητας) ομάδας των επιφανειακών κυμάτων, για ένα σχετικά ευρύ φάσμα συχνοτήτων. Η επίπεδη μορφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης παραπέμπει σε αδυναμία αναγνώρισης σημαντικής αντίθεσης στις φυσικές και μηχανικές ιδιότητες των στρωμάτων του υπεδάφους, γεγονός που συνδέεται με την παρουσία ενός σχεδόν ομοιογενούς σχηματισμού στην εδαφική δομή από την επιφάνεια μέχρι ένα βάθος που δεν μπορεί να προσδιοριστεί με ακρίβεια (ημιχώρος). Στην περιοχή μελέτης, ο ομοιογενής αυτός σχηματισμός αναφέρεται στην εμφάνιση του γεωλογικού υποβάθρου στην επιφάνεια ή σε πολύ μικρό βάθος από αυτή.

Η γεωλογική δομή στην περιοχή μελέτης επηρεάζει και το εύρος συχνοτήτων στις τοπικές καμπύλες σκέδασης. Μεγάλο πάχος ιζηματογενών σχηματισμών στην εδαφική δομή, οι οποίοι χαρακτηρίζονται από χαμηλές τιμές της V_s και του αντίστοιχου παράγοντα ποιότητας (Q_s), προκαλούν την έντονη απόσβεση των υψηλών συχνοτήτων κατά τη διάδοση των επιφανειακών κυμάτων. Το φαινόμενο της απόσβεσης είναι έντονο ακόμα και κατά μήκος μικρών σχετικά αποστάσεων. Για παράδειγμα, σε απόσταση μικρότερη του 1Km κατά μήκος της κεντρικής διαγωνίου του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης (BA-NΔ διεύθυνση), παρατηρείται ταχεία

μεταβολή του εύρους συχνοτήτων στις τοπικές καμπύλες σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων. Συγκεκριμένα, το μικρό εύρος συχνοτήτων (1.5 έως 9Hz) και η απουσία υψηλών συχνοτήτων που παρατηρείται στις τοπικές καμπύλες σκέδασης στο ΒΔ, ΝΔ και Ν τμήμα του τομογραφικού πλέγματος (κελιά με πράσινο χρώμα στο Σχήμα 5.5) είναι πολύ πιθανό να οφείλονται στην παρουσία μεγάλου πάχους ιζηματογενών σχηματισμών με χαμηλές τιμές Q_s . Σε περιοχές επιφανειακής εμφάνισης του γεωλογικού υποβάθρου, όπως είναι το ΒΑ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος, οι υψηλές συχνότητες δεν αποσβένονται, αλλά οι χαμηλές συχνότητες είναι πολύ δύσκολο να εντοπιστούν εξαιτίας της μικρής συνάφειας (Coherence) και της χαμηλής ενέργειας του κυματικού πεδίου των επιφανειακών κυμάτων. Έτσι, σε αυτό το τμήμα του πλέγματος (κελιά με μωβ χρώμα στο Σχήμα 5.5), οι τοπικές καμπύλες σκέδασης παρουσιάζουν ένα μεγαλύτερο εύρος συχνοτήτων (2 έως 14Hz) σε σχέση με το ΝΔ τμήμα, ειδικά στις υψηλές συχνότητες.

Εκτός από τις δύο περιοχές του τομογραφικού πλέγματος (ΒΑ και ΝΔ τμήμα) που διαφέρουν εμφανώς μεταξύ τους σε ότι αφορά τη μορφή και το εύρος συχνοτήτων των τοπικών καμπύλων σκέδασης, παρατηρείται και μία στενή μεταβατική ζώνη που καλύπτει το κεντρικό του τμήμα, με διεύθυνση ανάπτυξης ΒΔ-ΝΑ (κελιά με πορτοκαλί χρώμα στο Σχήμα 5.5). Η μεταβατική αυτή ζώνη χαρακτηρίζεται από περιορισμένη πλευρική έκταση, ενώ οι τοπικές καμπύλες σκέδασης εμφανίζουν μεγάλο εύρος συχνοτήτων, καλύπτοντας τόσο χαμηλές, όσο και υψηλές τιμές (1.5 έως 14Hz). Επιπλέον, παρατηρείται μία γενικότερη ελάττωση των μέγιστων τιμών της βραδύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων σε σχέση με το ΒΑ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος, χωρίς όμως οι τοπικές καμπύλες σκέδασης να αποκτούν μία επίπεδη μορφή. Η μεταβατική ζώνη διαχωρίζει στην περιοχή μελέτης το τμήμα του τομογραφικού πλέγματος όπου το γεωλογικό υπόβαθρο εμφανίζεται στην επιφάνεια ή βρίσκεται πολύ κοντά σε αυτή, και το τμήμα που είναι πολύ πιθανή η ύπαρξη μεγάλου πάχους ιζηματογενών σχηματισμών στη δομή του υπεδάφους. Η πλευρική έκταση της μεταβατικής ζώνης σχετίζεται με τη μεταβολή του πάχους των ιζηματογενών σχηματισμών και το περιορισμένο εύρος της φανερώνει ότι η συγκεκριμένη μεταβολή είναι αρκετά απότομη στην περιοχή μελέτης.

Όλες οι παραπάνω παρατηρήσεις αποτελούν ενδείξεις ότι η γεωμετρία των επιφανειών επαφής μεταξύ των στρωμάτων της γεωλογικής δομής του υπεδάφους παρουσιάζει μία σημαντική κλίση από τα ΒΑ προς τα ΝΔ. Η συγκεκριμένη ένδειξη είναι σε πολύ καλή συμφωνία με τις διαθέσιμες

γεωτεχνικές και γεωφυσικές πληροφορίες για την περιοχή γεωλογικές, μελέτης. Η παρουσία απότομων κλίσεων στα στρώματα της δομής του υπεδάφους συνδέεται κατά κύριο λόγο με τη δράση ρηγμάτων, και κατά δεύτερο με πτυχώσεις των πετρωμάτων. Επομένως, αν και γενικά επικρατεί μία 2D εδαφική δομή στην περιοχή μελέτης, με κύρια διεύθυνση ανάπτυξης των γεωλογικών σχηματισμών από τα ΒΑ στα ΝΔ, η πλευρική έκταση των επιφανειών επαφής μεταξύ των στρωμάτων του υπεδάφους είναι πολύ πιθανό να παρουσιάζει 3D γεωμετρία. Η συγκεκριμένη εκτίμηση για τη γεωμετρία της δομής του υπεδάφους ενισχύεται ακόμα περισσότερο, αν λάβουμε υπόψη δύο επιπλέον παράγοντες. Πρώτον, τη γενικότερη γεωλογική δομή και το γεωτεκτονικό καθεστώς στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης. Το έντονο τοπογραφικό ανάγλυφο και η δράση πολλαπλών ρηγμάτων μικρών σχετικά διαστάσεων, διαμορφώσαν ένα σύνθετο υδρογραφικό δίκτυο, προκαλώντας πολύπλοκα περιβάλλοντα απόθεσης των ιζηματογενών σχηματισμών. Αποτέλεσμα είναι η παρατήρηση απότομης μεταβολής του πάχους των ιζημάτων ακόμα και σε πολύ τοπική χωρική κλίμακα. Δεύτερον, την ανομοιογένεια της επιφανειακής εδαφικής δομής στην περιοχή μελέτης, εξαιτίας της ανθρωπογενούς δραστηριότητας. Μεγάλο ποσοστό της επιφανειακής εδαφικής δομής αποτελείται από ένα σύμπλεγμα τεχνητών επιχωματώσεων, φερτών υλικών και κατασκευών, κυρίως από τη θεμελίωση κτιρίων, την κατασκευή δρόμων, τις υπόγειες εγκαταστάσεις (π.χ. χώροι στάθμευσης), καθώς και τη γραμμή διέλευσης της υπόγειας σήραγγας του σιδηροδρομικού δικτύου (Μετρό) Θεσσαλονίκης.

Η παραμετροποίηση της εδαφικής δομής, καθώς και ο χώρος παραμέτρων που χρησιμοποιήθηκαν για την 1D αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης με τον αλγόριθμο γειτνίασης σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος, ακολούθησε το γεωτεχνικό μοντέλο δομής που προτάθηκε από τους Anastasiadis et al. (2001) με τροποποιήσεις που αφορούν κυρίως στη δομή του γεωλογικού υποβάθρου. Το συγκεκριμένο εδαφικό μοντέλο προέκυψε από την ανάλυση γεωτεχνικών δεδομένων από μεγάλο πλήθος γεωτρήσεων, καθώς και γεωφυσικών μετρήσεων με την εφαρμογή διαφορετικών μεθόδων (π.χ. μετρήσεις *Cross-hole* και *Down-hole* της ταχύτητας των ελαστικών κυμάτων σε επιλεγμένες θέσεις γεωτρήσεων, προφίλ σεισμικής διάθλασης, αντιστροφή επιφανειακών κυμάτων) στην ευρύτερη περιοχή του πολεοδομικού συγκροτήματος της Θεσσαλονίκης. Το τμήμα του γεωτεχνικού μοντέλου στην περιοχή μελέτης αποτελείται από τέσσερα ιζηματογενή στρώματα τα οποία επικάθονται πάνω σε πέτρωμα του γεωλογικού



Πίνακας 5.1: Γεωτεχνικό εδαφικό μοντέλο δομής στην περιοχή μελέτης (Anastasiadis et al. 2001).

170

Παράγοντας Ποιότητας Q ^s	15	20	30	60	200
Ταχύτητα Εγκαρσίων Κυμάτων V _s (m/sec)	200 - 350	200 - 400	350 - 700	700 - 850	1750 - 2200
Ταχύτητα Επιμηκών Κυμάτων V _p (m/sec)	400 - 1700	1850	2000	3200	4500
Περιγραφή	Τεχνητές επιχωματώσεις, υλικά κατεδαφίσεων & φερτά φυσικά υλικά	Χαλαροί έως πολύ συνεκτικοί αμμώδεις άργιλοι και αργιλικοί άμμοι	Πολύ στιφρή έως σκληροί, καστανού - ερυθρού χρώματος αμμώδεις άργιλοι	Πολύ στιφρή έως σκληρή στερεοπουημένη μαργαϊκή άργιλος έως μάργα	Πρασινοσχιστόλιθοι και Γνεύσιοι
Στρώμα	Α	В	ш	щ	U

υποβάθρου. Η περιγραφή των σχηματισμών του υπεδάφους, καθώς και οι τιμές των ταχυτήτων των επιμήκων (V_p) και των εγκαρσίων (V_s) ελαστικών κυμάτων παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.1. Χαρακτηριστικό του προτεινόμενου γεωτεχνικού μοντέλου είναι ότι οι ταχύτητες των ελαστικών κυμάτων μέσα στα στρώματα της δομής του υπεδάφους μεταβάλλονται μέσα σε πολύ περιορισμένο εύρος τιμών. Ειδικότερα, η τιμή της V_p θεωρείται πρακτικά σταθερή σε κάθε στρώμα με εξαίρεση τον επιφανειακότερο σχηματισμό (Στρώμα **A** στον Πίνακα 5.1).

Με βάση το προτεινόμενο γεωτεχνικό μοντέλο των Anastasiadis et al. (2001), δημιουργήθηκαν τρεις βασικές παραμετροποιήσεις της εδαφικής δομής για την αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης στην περιοχή μελέτης. Η πρώτη παραμετροποίηση ακολουθεί ακριβώς το προτεινόμενο γεωτεχνικό μοντέλο δομής του υπεδάφους και αποτελείται από τέσσερα στρώματα πάνω σε ημιχώρο, ο οποίος αντιστοιχεί στο γεωλογικό υπόβαθρο. Η δεύτερη και η τρίτη παραμετροποίηση της εδαφικής δομής αποτελούν μία προσπάθεια προσομοίωσης ενός αποσαθρωμένου μανδύα πάνω από το υγειές υπόβαθρο ή της εισαγωγής μίας γραμμικής αύξησης της ταχύτητας των ελαστικών κυμάτων με το βάθος στη γεωφυσική δομή του γεωλογικού υποβάθρου. Για αυτό το σκοπό, προστέθηκαν ένα και δύο στρώματα στο προτεινόμενο γεωτεχνικό μοντέλο του υπεδάφους, με αποτέλεσμα να δημιουργηθούν δύο επιπλέον παραμετροποιήσεις της εδαφική δομής που περιλαμβάνουν πέντε και έξι στρώματα πάνω από ημιχώρο, αντίστοιχα.

Η ανάγκη της δημιουργίας δύο επιπλέον παραμετροποιήσεων της εδαφικής δομής προέκυψε από διαθέσιμες γεωφυσικές μετρήσεις τις ταχύτητας των ελαστικών κυμάτων μέσα σε γεώτρηση (*Down-hole*), οι οποίες πραγματοποιήθηκαν σε θέση επιφανειακής εμφάνισης των πετρωμάτων του γεωλογικού υποβάθρου στην περιοχή μελέτης. Η κατανομή της V_p και της V_s με το βάθος παρουσιάζεται στο Σχήμα 5.6. Από την κατανομή της V_s , παρατηρείται μία γραμμική αύξηση της ταχύτητας, όπου από τα 250m/sec στα πρώτα 2m της εδαφικής δομής αυξάνεται ομαλά μέχρι τα 1400m/sec στα 14m βάθος, ώσπου να αγγίξει ταχύτητες που πλησιάζουν τα 2000m/sec σε βάθη μεγαλύτερα των 15m. Παρόμοια είναι και η κατανομή της V_p , με ταχύτητα που κυμαίνεται από 500m/sec στο πολύ επιφανειακό τμήμα του υπεδάφους μέχρι και τιμές που ξεπερνούν τα 4000m/sec σε βάθη μεγαλύτερα των 15m. Η παρατήρηση της γραμμικής αύξησης της ταχύτητας των ελαστικών κυμάτων στη δομή του γεωλογικού υποβάθρου φανερώνει ότι ο συγκεκριμένος σχηματισμός δεν είναι ομοιογενής, τουλάχιστον στο



Σχήμα 5.6: Κατανομή της ταχύτητας των επιμήκων (V_p) και εγκαρσίων (V_s) ελαστικών κυμάτων με το βάθος σε θέση επιφανειακής εμφάνισης του γεωλογικού υποβάθρου στην περιοχή μελέτης (Σεισμολογικός σταθμός, ΑΠΘ). Η κατανομή ταχυτήτων των ελαστικών κυμάτων προέκυψε από την επεξεργασία γεωφυσικών μετρήσεων μέσα σε γεώτρηση (Παπαζάχος Κ., προσωπική επικοινωνία).

επιφανειακό τμήμα του. Η ανομοιογένεια των πετρωμάτων του υποβάθρου που εμφανίζονται κοντά στην επιφάνεια της Γης, σχετίζεται κυρίως με τρεις γεωλογικές διεργασίες. Πρώτον, με την αποσάθρωση (φυσική ή χημική) των πετρωμάτων με την οποία πραγματοποιείται ο θρυμματισμός του επιφανειακού τους τμήματος και η δημιουργία ενός μανδύα αποσάθρωσης. Ο μανδύας αποσάθρωσης αποτελεί ένα λεπτό στρώμα χαλαρών υλικών που καλύπτουν το υγιές πέτρωμα και το πάχος του εξαρτάται από το χρονικό διάστημα της επιφανειακής του έκθεσης. Δεύτερον, από την τεκτονική

καταπόνηση των πετρωμάτων και την εμφάνιση διαρρήξεων στη γεωλογική δομή τους (π.χ. ρηξιγενείς ζώνες). Στα κενά μεταξύ των διαρρήξεων μεταφέρεται χαλαρό υλικό πλήρωσης, μειώνοντας τη συνοχή του πετρώματος. Τέλος, από την ενστρωμάτωση γεωλογικών σχηματισμών διαφορετικής ορυκτολογικής σύστασης, υφής, ιστού και οι οποίοι συνήθως χαρακτηρίζονται από διαφορετικές φυσικές και μηχανικές ιδιότητες. Οι παραπάνω γεωλογικές διεργασίες είναι δυνατό να δρουν μεμονωμένα, αλλά η συνηθέστερη περίπτωση αποτελεί η συνδυαστική τους δράση, η οποία αυξάνει και το βαθμό ανομοιογένειας των πετρωμάτων του υπεδάφους.

χώρου παραμέτρων Ο ορισμός του για βασικές τις τρεις παραμετροποιήσεις της εδαφικής δομής στην περιοχή μελέτης, πραγματοποιήθηκε με δύο διαφορετικές προσεγγίσεις σε σχέση με την επιλογή του εύρους των τιμών της V_p και της V_s . Σύμφωνα με την πρώτη προσέγγιση, ο χώρος παραμέτρων για τις ταχύτητες των ελαστικών κυμάτων περιλαμβάνει ένα μικρό εύρος τιμών, ακολουθώντας το προτεινόμενο γεωτεχνικό μοντέλο δομής του υπεδάφους για την περιοχή μελέτης. Αντιθέτως, με τη δεύτερη προσέγγιση ορισμού του χώρου παραμέτρων, χρησιμοποιήθηκαν σταθερές τιμές των ταχυτήτων των ελαστικών κυμάτων μέσα σε κάθε στρώμα. Οι σταθερές τιμές αντιστοιχούν στον αριθμητικό μέσο όρο του εύρους που χρησιμοποιήθηκε στην πρώτη προσέγγιση. Εξαίρεση αποτελεί ο ημιχώρος, για τον οποίο ο χώρος παραμέτρων των ταχυτήτων των ελαστικών κυμάτων παρέμεινε και σε αυτή την περίπτωση, μέσα σε ένα μικρό εύρος τιμών.

Ανεξάρτητα από την επιλογή του εύρους τιμών των ελαστικών κυμάτων, τα βάθη των επιφανειών επαφής μεταξύ των στρωμάτων του υπεδάφους έχουν τη δυνατότητα να μεταβάλλονται μέσα σε ένα ευρύ φάσμα. Με αυτό τον τρόπο εξασφαλίζεται ότι όλα τα στρώματα που χρησιμοποιούνται στην παραμετροποίηση της δομής του υπεδάφους έχουν την ευελιξία να μεταβάλλονται από την επιφάνεια του εδάφους μέχρι και σε μεγάλα βάθη, υπερκαλύπτοντας τις προτεινόμενες τιμές του γεωτεχνικού μοντέλου για την περιοχή μελέτης. Η ευελιξία στη μεταβολή του βάθους των στρωμάτων προσφέρει τη δυνατότητα στον αλγόριθμο της αντιστροφής των τοπικών καμπύλων σκέδασης να κατασκευάσει ένα πλήθος θεωρητικών γεωφυσικών μοντέλων δομής του υπεδάφους με διαφορετικά χαρακτηριστικά, τα οποία να αποτελούνται από την παρουσία του ημιχώρου πολύ κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, μέχρι και την ύπαρξη μεγάλου πάχους ιζηματογενών οχηματισμών στην εδαφική δομή. Με αυτό τον τρόπο επιτυγχάνεται μία

Εκτίμηση του 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης

Πίνακας 5.2: Παραμετροποίηση του γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους και χώρος παραμέτρων για την 1D αντιστροφή τοπικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στην περιοχή μελέτης.

170

δράγτι

Παράγοντας	unuulus Qs	15	20	30	60	200	200	200
Παράγοντας	Qp	45	60	06	180	600	600	600
Πυκνότητα	(gr/cm³)	2050	2150	2350	2350	2600	2600	2600
Ταχότητα Εγκαρσίων Κυμάτων	V _s (m/sec)	200 - 350	200 - 400	350 - 700	700 - 850	900 - 1500	1200 - 1800	1500 - 3000
Ταχότητα Επιμηκών Κυμάτων	V_p (m/sec)	400 - 1700	1350 - 2350	1500 - 2500	2700 - 3700	3500 - 4500	3750 - 4750	4000 - 5000
Βάθος	(m)	1 - 50	1 - 100	1 - 250	1 - 400	1 - 400	1 - 400	I
	ndadız	A	В	н	ΓT	G1	G2	IJ
ուղու	6UL							
шодтзц	5UL						×	
Παρα	4UL					×	×	

ωργλ

1711

Τ/



Πίνακας 5.3: Παραμετροποίηση του γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους και χώρος παραμέτρων για την 1D αντιστροφή τοπικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στην περιοχή μελέτης.

Παράγοντας Ποιδτητας	Qs	15	20	30	60	200	200	200
Παράγοντας Ποιότητας	Qp	45	60	06	180	600	600	600
Πυκνότητα	(gr/cm ³)	2050	2150	2350	2350	2600	2600	2600
Ταχὑτητα Εγκαρσίων Κυμάτων	V _s (nysec)	250	300	600	750	1200	1500	1500 - 3000
Ταχύτητα Επιμηκών Κυμάτων	V_p (m/sec)	1050	1850	2000	3200	4000	4250	4000 - 5000
Βάθος	(m)	1 - 50	1 - 100	1 - 250	1 - 400	1 - 400	1 - 400	ı
Vitcont	- that	A	В	Щ	ц	G1	G2	U
لتەلتاد	Fixed 6UL							
лодтзц	Fixed 5UL						×	
Παρα	Fixed 4UL					×	×	

ρεαλιστική αναζήτηση και προσαρμογή των γεωφυσικών μοντέλων δομής του υπεδάφους για κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης, που είναι συμβατή με τις υπάρχουσες πληροφορίες για τη γεωλογική της δομή.

Η τιμή της πυκνότητας μέσα σε κάθε στρώμα θεωρήθηκε σταθερή, αφού η συγκεκριμένη παράμετρος επηρεάζει ελάχιστα τον υπολογισμό των καμπύλων σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων. Επιπλέον, υπήρχαν διαθέσιμες πληροφορίες σχετικά με τον παράγοντα ποιότητας των εγκαρσίων ελαστικών κυμάτων (Q_s) μέσα στους βασικούς γεωλογικούς σχηματισμούς της εδαφικής δομής από κατάλληλες γεωτεχνικές δοκιμές. Για την εξαγωγή της αντίστοιχης τιμής του παράγοντα απόσβεσης των επιμήκων ελαστικών κυμάτων (Q_p), θεωρήσαμε ότι αποτελεί την τριπλάσια ποσότητα του Q_s , τιμή η οποία είναι γενικά αποδεκτή από τη διεθνή βιβλιογραφία (Clouser & Langston 1991, Chen et al. 1994, Liu et al. 2004, Langston et al. 2005, Bora et al. 2017). Αξίζει να σημειωθεί ότι, μέσα σε κάθε στρώμα η κατανομή των τιμών των παραμέτρων θεωρήθηκε ομοιόμορφη, από το ανώτερο όριο του μέχρι το κατώτερο.

Συνοψίζοντας, με βάση την παραμετροποίηση της εδαφικής δομής και της επιλογής του χώρου παραμέτρων, κατασκευάστηκαν έξι διαφορετικά εδαφικά προσομοιώματα για την 1D αντιστροφή δεδομένων με τον αλγόριθμο γειτνίασης. Κάθε εδαφικό προσομοίωμα που κατασκευάστηκε, ονομάστηκε σύμφωνα με τον αριθμό των στρωμάτων που χρησιμοποιήθηκαν στην παραμετροποίηση της εδαφικής δομής και το εύρος τιμών του χώρου παραμέτρων. Κατά συνέπεια, τα εδαφικά προσομοιώματα που αποτελούνται από τέσσερα, πέντε και έξι στρώματα πάνω από ημιχώρο και με τις ταχύτητες των ελαστικών κυμάτων να κυμαίνονται μέσα σε στενό εύρος τιμών, ονομάστηκαν 4UL, 5UL και 6UL, αντίστοιχα. Ανάλογα χρησιμοποιήθηκε και η ονομασία για την επιλογή του χώρου παραμέτρων που θεωρεί σταθερή τιμή της ταχύτητας των ελαστικών κυμάτων μέσα σε κάθε στρώμα, σε Fixed 4UL, Fixed 5UL και Fixed 6UL, αντίστοιχα. Αναλυτικά, όλες οι πληροφορίες που αφορούν τα εδαφικά προσομοιώματα 4UL, 5UL και 6UL παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.2, ενώ για τα Fixed 4UL, Fixed 5UL και Fixed 6UL στον Πίνακα 5.3.

Για κάθε εδαφικό προσομοίωμα απεικονίζεται στο Σχήμα 5.7 η χωρική κατανομή της ελάχιστης τιμής της συνάρτησης σφάλματος στην περιοχή μελέτης, όπως προέκυψε από την 1D αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης με τον αλγόριθμο γειτνίασης σε κάθε κόμβο του τομογραφικού



Σχήμα 5.7: Χωρική κατανομή της συνάρτησης σφάλματος στην περιοχή μελέτης, για όλα τα εδαφικά προσομοιώματα που χρησιμοποιήθηκαν στην 1D αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων. Οι τιμές της συνάρτησης σφάλματος υπολογίστηκαν με τον αλγόριθμο γειτνίασης για κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος.

Εκτίμηση του 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης

πλέγματος. Апо Σχήμα 5.7 παρατηρούμε ότι για τα εδαφικά το προσομοιώματα 5UL και 6UL επιτυγχάνεται η καλύτερη προσαρμογή στις πειραματικές καμπύλες σκέδασης σε σχέση με τα υπόλοιπα, αφού η συνάρτηση σφάλματος παρουσιάζει τη χαμηλότερη τιμή σε όλη την έκταση που καλύπτει η περιοχή μελέτης. Συγκεκριμένα, στα εδαφικά προσομοιώματα Fixed 4UL, Fixed 5UL και Fixed 6UL, οι υψηλές τιμές της συνάρτησης σφάλματος εντοπίζονται κυρίως στο ΝΔ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος, στο οποίο αναμένεται μεγάλο πάχος ιζηματογενών σχηματισμών. Ειδικά για το εδαφικό προσομοίωμα Fixed 4UL, η συνάρτηση σφάλματος παρουσιάζει τη μεγαλύτερη χωρική διασπορά και αγγίζει τιμές κοντά στο 12, που αποτελούν τις μέγιστες παρατηρούμενες στην περιοχή μελέτης. Στο εδαφικό 4UL, οι υψηλές τιμές της προσομοίωμα συνάρτησης σφάλματος επικεντρώνονται στη μεταβατική ζώνη, δηλαδή στο τμήμα του τομογραφικού πλέγματος που παρατηρείται απότομη κλίση του γεωλογικού υποβάθρου. Επομένως, αν λάβουμε υπόψη ότι οι τιμές της συνάρτησης σφάλματος, που προκύπτουν από τη διαδικασία της 1D αντιστροφής δεδομένων, καθορίζουν το βαθμό προσέγγισης της θεωρητικής γεωφυσικής δομής του υπεδάφους με την πραγματική γεωλογική δομή, τότε τα εδαφικά προσομοιώματα που προσεγγίζουν καλύτερα τη φυσική πραγματικότητα στην περιοχή μελέτης είναι τα 5UL και 6UL.

Το εδαφικό προσομοίωμα, που περιλαμβάνει έξι συνολικά στρώματα πάνω από ημιχώρο (6UL), παρουσιάζει ένα σημαντικό μειονέκτημα στην ερμηνεία των αποτελεσμάτων της 1D αντιστροφής. Στα τμήματα του τομογραφικού πλέγματος όπου το βάθος των επιφανειών ασυνέχειας υπερβαίνει τα 200m, η διακριτική ικανότητα της αντιστροφής είναι πολύ περιορισμένη. Το αποτέλεσμα είναι ότι τα βάθη όπου εντοπίζονται οι αλλαγές της ταχύτητας των ελαστικών κυμάτων υπολογίζονται με πολύ μεγάλες αβεβαιότητες. Επομένως, ο προσδιορισμός του γεωφυσικού μοντέλου δομής σε αυτές τις θέσεις των κόμβων του τομογραφικού πλέγματος δεν είναι αξιόπιστος, τουλάχιστον για το βαθύτερο τμήμα του.

Μειονεκτήματα στην ερμηνεία των αποτελεσμάτων της 1D αντιστροφής εμφανίζονται και στα υπόλοιπα εδαφικά προσομοιώματα. Εκτός από την υψηλή τιμή της συνάρτησης σφάλματος που παρατηρείται σε τμήματα του τομογραφικού πλέγματος, ορισμένες υποθέσεις για τη γεωφυσική δομή του υπεδάφους είναι πολύ πιθανό να μην ανταποκρίνονται σε πραγματικές γεωλογικές συνθήκες. Για παράδειγμα, στο εδαφικό προσομοίωμα 4UL, το οποίο ακολουθεί ακριβώς το προτεινόμενο γεωτεχνικό μοντέλο δομής του υπεδάφους για την περιοχή μελέτης, θεωρείται ότι το γεωλογικό υπόβαθρο είναι ομοιογενές με σταθερή τιμή της ταχύτητας των ελαστικών κυμάτων (4500m/sec για τη V_p και μέση τιμή 2000m/sec για την V_s) σε όλη του την έκταση. Ωστόσο, λαμβάνοντας υπόψη τα αποτελέσματα των μετρήσεων της ταχύτητας των ελαστικών κυμάτων μέσα σε αυτόν τον σχηματισμό, καθώς και όλες τις γεωλογικές διεργασίες που συντελούν στη ελάττωση της συνοχής του στο επιφανειακό τμήμα του (αποσάθρωση, τεκτονισμός, παρουσία στρωμάτων διαφορετικών υλικών), η υπόθεση της ομοιογένειας του σε όλη την περιοχή μελέτης είναι εξαιρετικά απίθανο να ισχύει. Επιπρόσθετα, τα αποτελέσματα της 1D αντιστροφής των τοπικών καμπύλων σκέδασης ενισχύουν την παραπάνω άποψη. Το γεωτεχνικό μοντέλο των τεσσάρων στρωμάτων δεν επαρκή για την ικανοποιητική προσαρμογή των θεωρητικών καμπύλων σκέδασης στα πειραματικά δεδομένα.

Από την άλλη μεριά, η αντιστροφή δεδομένων με τη χρήση εδαφικών προσομοιωμάτων που περιλαμβάνουν σταθερές τιμές της ταχύτητας των ελαστικών κυμάτων μέσα στα στρώματα του υπεδάφους (όπως είναι τα Fixed 4UL, Fixed 5UL και Fixed 6UL), παράγει γεωφυσικά μοντέλα της εδαφικής δομής που δεν σχετίζονται απαραίτητα με την τοπική γεωλογία. Τα βάθη στα οποία εντοπίζονται οι αλλαγές στις ταχύτητες των ελαστικών κυμάτων δεν συμπίπτουν πάντα με τις επιφάνειες επαφής δύο διαφορετικών γεωλογικών σχηματισμών, αλλά αποτελούν το όριο στη δομή του υπεδάφους το οποίο διαχωρίζει στρώματα με συγκεκριμένες τιμές ταχυτήτων. Το γεγονός αυτό συνδέεται με την ανομοιογένεια της επιφανειακής εδαφικής δομής, όπου η ταχύτητα των ελαστικών κυμάτων δεν είναι σταθερή, αλλά μεταβάλλεται μέσα σε κάθε γεωλογικό σχηματισμό. Η μεταβολή της ταχύτητας των ελαστικών κυμάτων είναι δυνατό να συμβαίνει σε κατακόρυφη διεύθυνση, από το ανώτερο μέχρι το κατώτερο όριο του στρώματος, καθώς και πλευρικά, κατά μήκος της χωρικής ανάπτυξής του. Συνέπεια είναι ότι ο ίδιος γεωλογικός σχηματισμός μπορεί να χαρακτηρίζεται από διαφορετικές τιμές ταχυτήτων των ελαστικών κυμάτων σε γειτονικούς κόμβους του τομογραφικού πλέγματος. Επομένως, μία πιο ρεαλιστική προσέγγιση είναι να θεωρήσουμε ότι οι ταχύτητες των ελαστικών κυμάτων σε κάθε στρώμα κυμαίνονται μέσα σε ένα σχετικά περιορισμένο εύρος τιμών. Με αυτό τον τρόπο, η αναγνώριση της συνέχειας των στρωμάτων στην περιοχή μελέτης, καθώς και η συσχέτιση του κάθε σχηματισμού με τους αντίστοιχους γειτονικούς κόμβους του μετατρέπεται τομογραφικού πλέγματος, σε μία εύκολη пιο και αποτελεσματική διαδικασία. Επιπλέον, είναι εφικτή η σύγκριση μεταξύ των Πίνακας 5.4: Ρυθμιστικές παράμετροι που καθορίζουν τη ροή του αλγόριθμου γειτνίασης στη διαδικασία της αντιστροφής δεδομένων.

Ρυθμιστική Παράμετρος	Περιγραφή	Αριθμός		
<i>ns</i> 0	Αρχικός πληθυσμός δειγμάτων	1000		
n _r	Αριθμός επιλεγμένων κελιών Voronoi	50		
n_s	Πληθυσμός των νέων δειγμάτων στα επιλεγμένα κελιά	500		
itmax	Αριθμός Επαναλήψεων	200		
Μέγιστος Αριθμός Θεωρητικών Γεωφυσικών Μοντέλων (ns0 + itmax · ns):				

1D εδαφικών προφίλ στον ίδιο κόμβο, τα οποία προκύπτουν από την αντιστροφή των δεδομένων για διαφορετικά εδαφικά προσομοιώματα.

Η επιλογή του καταλληλότερου εδαφικού προσομοιώματος για την περιοχή μελέτης πραγματοποιήθηκε με βάση μαθηματικά κριτήρια (τιμή της συνάρτησης σφάλματος της 1D αντιστροφής), καθώς και από τον συνυπολογισμό των μειονεκτημάτων που εμφανίζονται στην ερμηνεία των αποτελεσμάτων της 1D αντιστροφής των δεδομένων για κάθε εδαφικό προσομοίωμα. Επομένως, για όλους τους λόγους που αναφέρθηκαν παραπάνω, το εδαφικό προσομοίωμα που επιλέχθηκε ως το πιο ρεαλιστικό για τη 1D αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων στην περιοχή μελέτης, ήταν το 5UL. Στις παρακάτω υποπαραγράφους παρουσιάζονται τα βασικά αποτελέσματα της αντιστροφής για το συγκεκριμένο εδαφικό προσομοίωμα. Τα αποτελέσματα αφορούν την εκτίμηση 1D εδαφικών προφίλ της Vs σε επιλεγμένους κόμβους του τομογραφικού πλέγματος, τη χωρική κατανομή του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής και την κατασκευή ενός 3D γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους, καθώς και την παρουσίαση ενδεικτικών τομών του γεωφυσικού μοντέλου κατά μήκος επιλεγμένων διευθύνσεων.

Οι ρυθμιστικές παράμετροι που καθορίζουν τη ροή του αλγόριθμου γειτνίασης για τη 1D αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης συνοψίζονται στον Πίνακα 5.4. Σύμφωνα με τις τιμές των παραμέτρων που ορίστηκαν, τα θεωρητικά γεωφυσικά μοντέλα δομής του υπεδάφους που κατασκευάστηκαν και οι παραγόμενες θεωρητικές καμπύλες σκέδασης των

επιφανειακών κυμάτων για κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος, ήταν 101.000. Η συγκεκριμένη επιλογή αύξησε τον υπολογιστικό χρόνο, αλλά επέτρεψε την αποτελεσματική εξερεύνηση του χώρου παραμέτρων για την αναζήτηση της βέλτιστης λύσης και της ελαχιστοποίησης της συνάρτησης σφάλματος.

5.3.1 1D εδαφικά προφίλ της V_s σε επιλεγμένους κόμβους του τομογραφικού πλέγματος

Τα αποτελέσματα της ανεξάρτητης 1D αντιστροφής των τοπικών καμπύλων σκέδασης της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh για το εδαφικό προσομοίωμα 5UL, παρουσιάζονται στα Σχήματα 5.8 έως 5.13 για επιλεγμένους κόμβους του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης. Η επιλογή των κόμβων πραγματοποιήθηκε με βάση τη διεύθυνση ανάπτυξης των γεωλογικών σχηματισμών, έτσι ώστε να αναδειχθεί η διαφοροποίηση στη γεωφυσική δομή του υπεδάφους καθώς κινούμαστε από θέσεις που χαρακτηρίζονται από μεγάλο πάχος ιζηματογενών σχηματισμών, μέχρι την επιφανειακή εμφάνιση των πετρωμάτων του γεωλογικού υποβάθρου. Ειδικότερα, παρουσιάζονται τα 1D εδαφικά προφίλ της Vs σε έξι συνολικά κόμβους του τομογραφικού πλέγματος, κατά μήκος της κεντρικής διαγωνίου του, με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ. Ως εκ τούτου, οι τοπικές καρτεσιανές συντεταγμένες των κόμβων σε κάθε θέση, έχουν την ίδια τετμημένη και τεταγμένη (**X**, **Y**). Για παράδειγμα, η θέση του κόμβου στο πιο N Δ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος έχει συντεταγμένες 200-200, ενώ στο πιο ΒΑ τμήμα οι αντίστοιχες συντεταγμένες είναι 700-700 (βλέπε και Σχήμα 5.5 για τον ακριβή προσανατολισμό της θέσης του κάθε κόμβου στην περιοχή μελέτης, σύμφωνα με τις καρτεσιανές συντεταγμένες του).

Στα Σχήματα 5.8 έως 5.13 αποτυπώνονται με χρωματική κλίμακα τα θεωρητικά γεωφυσικά μοντέλα δομής του υπεδάφους που προκύπτουν από τον αλγόριθμο γειτνίασης, καθώς και οι αντίστοιχες θεωρητικές καμπύλες σκέδασης της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh*. Η τοπική καμπύλη σκέδασης χαρτογραφείται μαζί με τις θεωρητικές, έτσι ώστε να είναι δυνατή η σύγκρισή τους με ποιοτικό τρόπο. Η ποσοτική σύγκριση των θεωρητικών καμπύλων σκέδασης με την πειραματική πραγματοποιείται σύμφωνα με τις τιμές της χρωματικής κλίμακας των διαγραμμάτων. Τα όρια τιμών της χρωματικής κλίμακας σε κάθε θέση, καθορίζονται από τη συνάρτηση σφάλματος της αντιστροφής των δεδομένων.

Τα 1 D εδαφικά προφίλ της V_s που παρουσιάζονται στα Σχήματα 5.8 έως



Σχήμα 5.8: Αποτελέσματα της 1D αντιστροφής της τοπικής καμπύλης σκέδασης για τον κόμβο 200-200 του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης. Η τοπική καμπύλη σκέδασης, καθώς και το ανώτερο και κατώτερο όριο της τυπικής απόκλισής της απεικονίζονται με μαύρο χρώμα. Οι έγχρωμες καμπύλες αντιστοιχούν στις παραγόμενες θεωρητικές καμπύλες σκέδασης και τα θεωρητικά γεωφυσικά μοντέλα του υπεδάφους από τον αλγόριθμο γειτνίασης. Η χρωματική κλίμακα είναι ανάλογη με την τιμή της συνάρτησης σφάλματος.

5.13, επιβεβαιώνουν τις διαθέσιμες πληροφορίες για τη γεωλογική δομή του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης. Αναλυτικά, οι σχηματισμοί **A** και **B** (βλέπε Πίνακα 5.2) διατηρούν ένα σταθερά μικρό πάχος κατά μήκος όλων των κόμβων του τομογραφικού πλέγματος στην ΝΔ-ΒΑ διεύθυνση, το οποίο δεν ξεπερνά τα 5 και 10m, αντίστοιχα. Ο σχηματισμός **E** αποτελεί το στρώμα της εδαφικής δομής που βρίσκεται σε επαφή με το σεισμικό υπόβαθρο (σχηματισμός **F** με $V_s > 700m/sec$) και το βάθος του μεταβάλλεται από τα περίπου 70m στο ΝΔ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος, μέχρι και την αποσφήνωσή του προς τα BA. Παρόμοια γεωμετρία παρατηρείται και για τον σχηματισμό **F**, το βάθος του οποίου προσδιορίζει το ανώτερο όριο του γεωλογικού υποβάθρου στην περιοχή μελέτης. Το βάθος του σχηματισμού **F** στο ΝΔ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος εκτιμάται στα 150m και μειώνεται απότομα προς τα BA, μέχρι να προσεγγίσει την επιφάνεια του εδάφους. Οι σχηματισμοί **G1** και **G** (ημιχώρος), οι οποίοι χρησιμοποιήθηκαν για την περιοχή του γεωλογικού υποβάθρου στην περιοχή μελέτης,



Σχήμα 5.9: Όπως και στο Σχήμα 5.8 για τον κόμβο 300-300 του τομογραφικού πλέγματος.



Σχήμα 5.10: Όπως και στο Σχήμα 5.8 για τον κόμβο 400-400 του τομογραφικού πλέγματος.



Σχήμα 5.11: Όπως και στο Σχήμα 5.8 για τον κόμβο 500-500 του τομογραφικού πλέγματος.



Σχήμα 5.12: Όπως και στο Σχήμα 5.8 για τον κόμβο 600-600 του τομογραφικού πλέγματος.



Σχήμα 5.13: Όπως και στο Σχήμα 5.8 για τον κόμβο 700-700 του τομογραφικού πλέγματος.

χαρακτηρίζονται από υψηλές τιμές της V_s (μεγαλύτερη από 900 και 1500m/sec, αντίστοιχα) και διακρίνονται σε όλα τα 1D εδαφικά προφίλ από την έντονη αντίθεση που παρατηρείται στην κατανομή της V_s με το βάθος. Ειδικά στο BA τμήμα του τομογραφικού πλέγματος, η τιμή της V_s αυξάνεται απότομα από τα 200m/sec στα πολύ επιφανειακά στρώματα του υπεδάφους, μέχρι και ταχύτητες μεγαλύτερες των 1500m/sec σε βάθος λίγων μέτρων. Η παρατήρηση αυτή συνδέεται με την παρουσία του γεωλογικού υποβάθρου πολύ κοντά στην επιφάνεια, όπως ήταν αναμενόμενο από τις διαθέσιμες γεωλογικές πληροφορίες για την περιοχή μελέτης. Συνολικά, τα 1D εδαφικά προφίλ βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία με την υφιστάμενη γνώση για τη γεωλογική δομή των σχηματισμών του υπεδάφους, γεγονός που φανερώνει τη δυνατότητα αναγνώρισης των βασικών χαρακτηριστικών της εδαφικής δομής από τη διαδικασία της αντιστροφής.

Στο Σχήμα 5.14 παρουσιάζεται η σύγκριση των 1D προφίλ της V_s στο υπέδαφος για όλα τα εδαφικά προσομοιώματα (Πίνακας 5.2 και Πίνακας 5.3) που δοκιμάστηκαν στη διαδικασία της 1D αντιστροφής δεδομένων. Τα αποτελέσματα αφορούν της κόμβους της κεντρικής διαγωνίου του τομογραφικού πλέγματος και κάθε εδαφικό προφίλ της V_s αντιστοιχεί στο



Σχήμα 5.14: Σύγκριση της κατανομής της ταχύτητας των εγκαρσίων (V_s) ελαστικών κυμάτων με το βάθος, για τους διαγώνιους κόμβους του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης. Τα 1D προφίλ της V_s σε κάθε κόμβο αντιστοιχούν σε όλα τα εδαφικά προσομοιώματα που χρησιμοποιήθηκαν στη διαδικασία της αντιστροφής και αποτελούν τα γεωφυσικά μοντέλα με τη μικρότερη τιμή της συνάρτησης σφάλματος.

θεωρητικό γεωφυσικό μοντέλο δομής του υπεδάφους με την ελάχιστη τιμή της συνάρτησης σφάλματος. Το σκιασμένο τμήμα των διαγραμμάτων σε κάθε κόμβο ορίζει το βάθος της διακριτικής ικανότητας της αντιστροφής. Οι τιμές της *V*_s που υπολογίζονται μέσα στο σκιασμένο τμήμα βρίσκονται βαθύτερα από το μισό του μέγιστου μήκους κύματος για το συγκεκριμένο κόμβο. Το μέγιστο μήκος κύματος καθορίζεται από την τοπική καμπύλη σκέδασης και η εξαγωγή των πληροφοριών για τη γεωφυσική δομή του υπεδάφους είναι αξιόπιστη σε βάθος περίπου ίσο με το μισό του μέγιστου μήκους κύματος της διακριτις δομή του υπεδάφους είναι αξιόπιστη σε βάθος περίπου ίσο με το μισό του μέγιστου μήκους κύματος του μέγιστου μήκους κύματος της δομή του υπεδάφους είναι αξιόπιστη σε βάθος περίπου ίσο με το μισό του μέγιστου μήκους κύματος. Από

δομής του υπεδάφους διαφέρουν κυρίως στον προσδιορισμό των βαθύτερων στρωμάτων F και G1, ενώ τα επιφανειακά στρώματα (A, B και E) παρουσιάζουν σχετική ομοιότητα στην κατανομή της V_s.

5.3.2 Χωρική κατανομή του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής και κατασκευή 3D γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους

Η σύνθεση όλων των 1D εδαφικών προφίλ που προκύπτουν σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος από την αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης, οδηγεί στην εκτίμηση της χωρικής κατανομής του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής και στην κατασκευή του 3D γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης. Οι επιφάνειες ασυνέχειας στην εδαφική δομή αντιστοιχούν στις μεταβολές που εντοπίζονται στην κατανομή της Vs με το βάθος και συνήθως συνδέονται με τις επιφάνειες επαφής μεταξύ των στρωμάτων της γεωλογικής δομής του υπεδάφους. Ο αριθμός των επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής στα 1D προφίλ της Vs εξαρτάται από το εδαφικό προσομοίωμα που χρησιμοποιήθηκε στη διαδικασία της αντιστροφής των δεδομένων. Για την περιοχή μελέτης, η επιλογή του εδαφικού προσομοιώματος περιλαμβάνει πέντε συνολικά στρώματα τα οποία επικάθονται πάνω σε ημιχώρο (Πίνακας 5.2, εδαφικό προσομοίωμα 5UL). Τέσσερα από τα πέντε αυτά στρώματα θεωρούμε ότι περιγράφουν ιζηματογενείς σχηματισμούς (A, B, E, και F), ενώ ένα στρώμα (G1) χρησιμοποιήθηκε για την προσομοίωση ενός μανδύα αποσάθρωσης στο ανώτερο τμήμα του γεωλογικού υποβάθρου, σε μία προσπάθεια εισαγωγής μίας γραμμικής αύξησης της ταχύτητας των ελαστικών κυμάτων με το βάθος. Ο ημιχώρος του εδαφικού προσομοιώματος (στρώμα G) αποτελεί το υγιές τμήμα του γεωλογικού υποβάθρου. Κατά συνέπεια, το 3D γεωφυσικό μοντέλο του υπεδάφους που κατασκευάστηκε για την περιοχή μελέτης αποτελείται από πέντε επιφάνειες ασυνέχειας, οι οποίες διαχωρίζουν τους ιζηματογενείς σχηματισμούς σε ένα σύνολο τεσσάρων στρωμάτων, καθώς και το γεωλογικό υπόβαθρο σε ένα επιφανειακό ανομοιογενές τμήμα και σε ένα βαθύτερο ομοιογενές.

Τα βάθη των επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής για κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος παρουσιάζονται στους χάρτες του Σχήματος 5.15. Σημειώνεται ότι τα βάθη των επιφανειών σε κάθε 1D εδαφικό προφίλ δεν αντιστοιχούν στο θεωρητικό γεωφυσικό μοντέλο δομής του υπεδάφους με την ελάχιστη τιμή της συνάρτησης σφάλματος, αλλά αποτελούν το μέσο όρο από ένα πλήθος παραγόμενων θεωρητικών γεωφυσικών μοντέλων της



Σχήμα 5.15: Χωρική κατανομή του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας του γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους για το εδαφικό προσομοίωμα 5UL.



Σχήμα 5.16: Χωρική κατανομή του σχετικού σφάλματος (%) στον προσδιορισμό του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας του γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους για το εδαφικό προσομοίωμα 5UL.



Σχήμα 5.17: 3D απεικόνιση του γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους, όπως προέκυψε από την 1D αντιστροφή τοπικών καμπύλων σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh για την περιοχή μελέτης. Με πορτοκαλί διακεκομμένη καμπύλη απεικονίζεται η επαφή των πρόσφατων ιζηματογενών σχηματισμών με τα πετρώματα του γεωλογικού υποβάθρου στην επιφάνεια του εδάφους.

αντιστροφής, για τα οποία η τιμή της συνάρτησης σφάλματος βρισκόταν ανάμεσα σε προκαθορισμένα αριθμητικά όρια. Ειδικότερα, για τη συμμετοχή ενός θεωρητικού γεωφυσικού μοντέλου στον υπολογισμό του μέσου όρου, η τιμή της συνάρτησης σφάλματος έπρεπε να ήταν μεγαλύτερη ή ίση από το τοπικό ελάχιστο (τη μικρότερη παρατηρούμενη τιμή της συνάρτησης σφάλματος στη διαδικασία της αντιστροφής), καθώς και μικρότερη ή ίση από το διπλάσιο της τιμής του τοπικού ελαχίστου για τη συγκεκριμένη θέση. Με τον υπολογισμό ενός «μέσου» γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος, υπάρχει η δυνατότητα ελέγχου των σφαλμάτων στον προσδιορισμό του βάθους κάθε ασυνέχειας και κατά επέκταση στην αξιολόγηση της αξιοπιστίας των αποτελεσμάτων της αντιστροφής δεδομένων. Η χωρική κατανομή των σχετικών σφαλμάτων προσδιορισμού του βάθους κάθε ασυνέχειας για το εδαφικό προσομοίωμα 5UL, παρουσιάζεται στο Σχήμα 5.16. Από το Σχήμα 5.16 παρατηρούμε ότι οι κόμβοι του τομογραφικού πλέγματος για τους οποίους υπολογίζεται υψηλή τιμή του σχετικού σφάλματος (> 50%) στον προσδιορισμό του βάθους των επιφανειακών στρωμάτων Α και Β, εμφανίζουν μεγάλη διασπορά και τυχαία



Σχήμα 5.18: 3D απεικόνιση της επιφάνειας ασυνέχειας των σχηματισμών **E** και **F** του γεωφυσικού μοντέλου δομής για την περιοχή μελέτης. Οι τιμές του βάθους αντιστοιχούν σε απόλυτα υψόμετρα. Η συγκεκριμένη επιφάνεια διαχωρίζει το σεισμικό υπόβαθρο (σχηματισμός **F** με $V_s > 700$ m/sec) από τους υπερκείμενους ιζηματογενείς σχηματισμούς (**A**, **B** και **E**).

κατανομή στην περιοχή μελέτης. Σε αντίθεση, τα αντίστοιχα σφάλματα για όλες τις υπόλοιπες επιφάνειες της εδαφικής δομής (E, F και G1) επικεντρώνονται κυρίως στο BA τμήμα του τομογραφικού πλέγματος, όπου εντοπίζονται σε πολύ μικρό βάθος από την επιφάνεια του εδάφους.

Η χωρική κατανομή του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής ακολουθεί τη γενική 2D γεωμετρία που παρατηρήθηκε στα εδαφικά προφίλ της V_s κατά μήκος της κύριας διαγωνίου του τομογραφικού πλέγματος σε ΝΔ-ΒΑ διεύθυνση. Το μικρό πάχος των σχηματισμών **A** και **B** διατηρείται στην πλευρική τους εξάπλωση σε όλη την περιοχή μελέτης. Οι βαθύτεροι σχηματισμοί **E**, **F** (σεισμικό υπόβαθρο) και **G1**, **G** (αποσαρθρωμένο και υγιές γεωλογικό υπόβαθρο, αντίστοιχα) παρουσιάζουν μία απότομη κλίση από τα BA προς τα ΝΔ, με σύγχρονη σημαντική αύξηση του πάχους κάθε στρώματος. Οι πλευρικές διαφοροποιήσεις των στρωμάτων σε διεύθυνση BΔ-NA, δηλαδή σε διεύθυνση κάθετη της κύριας ανάπτυξής τους, παραμένουν σχετικά σταθερές, χωρίς αξιοσημείωτες διακυμάνσεις.

Οι χάρτες που παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.15 χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση της χωρικής κατανομής του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας



Σχήμα 5.19: 3D απεικόνιση της επιφάνειας ασυνέχειας των σχηματισμών **F** και **G1** του γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους για την περιοχή μελέτης. Οι τιμές του βάθους αντιστοιχούν σε απόλυτα υψόμετρα. Η συγκεκριμένη επιφάνεια διαχωρίζει τα πετρώματα του μανδύα αποσάθρωσης του γεωλογικού υποβάθρου (**G1**) από το σύνολο των ιζηματογενών σχηματισμών (**A**, **B**, **E** και **F**).

της εδαφικής δομής στην περιοχή μελέτης. Παρόλα αυτά, εμφανίζουν ένα σημαντικό μειονέκτημα στην ερμηνεία τους. Τα βάθη των επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής αποτελούν ένα σύνολο διακριτών δεδομένων, τα οποία αντιστοιχούν σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος. Συνεπώς, οι διαθέσιμες πληροφορίες για το γεωφυσικό μοντέλο του υπεδάφους περιορίζονται στις συγκεκριμένες θέσεις. Για την υπέρβαση του παραπάνω περιορισμού και την επέκταση των δεδομένων σε οποιοδήποτε σημείο μέσα στην περιοχή μελέτης, ήταν απαραίτητη η εφαρμογή χωρικής παρεμβολής (Spatial Interpolation) στα διακριτά δεδομένα του τομογραφικού πλέγματος. Με αυτό τον τρόπο, προσαρμόστηκαν συνεχόμενες επιφάνειες που περιγράφουν τη χωρική κατανομή του βάθους κάθε ασυνέχειας στην εδαφική δομή και καλύπτουν το σύνολο της περιοχής μελέτης. Επιπλέον, για την ομαλοποίηση των συνεχόμενων επιφανειών και την απόρριψη παράτυπων σημείων (Outliers) πραγματοποιήθηκε χωρική εξομάλυνση (Spatial Smoothing) των δεδομένων. Με την εφαρμογή της χωρικής παρεμβολής και εξομάλυνσης στα διακριτά δεδομένα του τομογραφικού πλέγματος, η μελέτη της 3D εξάπλωσης των επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής πραγματοποιείται

με μεγαλύτερη λεπτομέρεια. Οι συνεχόμενες επιφάνειες που δημιουργούνται επιτρέπουν την κατασκευή μίας 3D απεικόνισης του γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους, η οποία έχει καταλυτικό ρόλο στην κατανόηση της γεωμετρίας των σχηματισμών της εδαφικής δομής στην περιοχή μελέτης.

Μία 3D απεικόνιση του γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους για την περιοχή μελέτης, παρουσιάζεται στο Σχήμα 5.17. Οι επιφάνειες ασυνέχειας της εδαφικής δομής με γεωτεχνικό και γεωλογικό ενδιαφέρον απεικονίζονται σε ξεχωριστά σχήματα. Συγκεκριμένα, γεωτεχνικό ενδιαφέρον παρουσιάζει η επιφάνεια επαφής μεταξύ των στρωμάτων E και F, η οποία αποτελεί το ανώτερο όριο του σεισμικού υποβάθρου (V_s > 700m/sec) στη δομή του υπεδάφους (Σχήμα 5.18). Αντίστοιχα, το γεωλογικό ενδιαφέρον εστιάζεται στη χωρική κατανομή της επιφάνειας ασυνέχειας που διαχωρίζει τα στρώματα F και G1, που περιγράφει την επαφή του συνόλου των ιζηματογενών σχηματισμών με τα πετρώματα του γεωλογικού υποβάθρου στην περιοχή μελέτης (Σχήμα 5.19). Τα βάθη των επιφανειών του σεισμικού και γεωλογικού υποβάθρου βρίσκονται μέσα στα όρια της διακριτικής ικανότητας της αντιστροφής, με αποτέλεσμα τα χαρακτηριστικά τους (π.χ. κλίση των στρωμάτων) να εξάγονται με αξιοπιστία.

5.3.3 Τομές του γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους κατά μήκος επιλεγμένων διευθύνσεων

Η κατασκευή κατάλληλων χαρτών και η 3D απεικόνιση της χωρικής κατανομής του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής μας παρέχουν τις απαραίτητες πληροφορίες για την εκτίμηση του γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους σε μία περιοχή. Παρόλα αυτά, οι συγκεκριμένες πληροφορίες παρουσιάζουν κάποιες αδυναμίες στην ανάδειξη ορισμένων σημαντικών χαρακτηριστικών των στρωμάτων της εδαφικής δομής. Για παράδειγμα, ο προσδιορισμός της πραγματικής κλίσης των στρωμάτων του υπεδάφους, με βάση την οποία καθορίζεται με ακρίβεια το πάχος κάθε στρώματος, είναι εφικτός μόνο κατά μήκος της κάθετης διεύθυνσης στην παράταξη τους. Επομένως, για να εξάγουμε μία αντιπροσωπευτική εικόνα της ανάπτυξης των στρωμάτων του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης, όπου θα προβάλλονται οι πραγματικές τους κλίσεις και θα είναι δυνατή μία ρεαλιστική σύγκριση του πάχους κάθε στρώματος στην εδαφική δομή, είναι απαραίτητη η κατασκευή τομής του γεωφυσικού μοντέλου με ΝΔ-ΒΑ διεύθυνση.

Για τον υπολογισμό του βάθους κάθε επιφάνειας ασυνέχειας της



Σχήμα 5.20: Τμήμα του τομογραφικού πλέγματος (με σκούρο γκρι χρώμα) που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας του γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους κατά μήκος μίας ΝΔ-ΒΑ τομής στην περιοχή μελέτης. Η συνεχόμενη μαύρη γραμμή απεικονίζει τη θέση της τομής, ενώ με μαύρη διακεκομμένη καμπύλη απεικονίζεται το επιφανειακό ίχνος της επαφής του γεωλογικού υποβάθρου με τους ιζηματογενείς σχηματισμούς.

εδαφικής δομής κατά μήκος της ΝΔ-ΒΑ τομής στην περιοχή μελέτης, χρησιμοποιήθηκε το σκιασμένο τμήμα του τομογραφικού πλέγματος που παρουσιάζεται στο Σχήμα 5.20. Συγκεκριμένα, τα βάθη των επιφανειών ασυνέχειας υπολογίστηκαν στα σημεία της κύριας διαγωνίου του τομογραφικού πλέγματος (μαύρη γραμμή στο Σχήμα 5.20) τα οποία τέμνονται με τις κορυφές των τετραγωνικών κελιών, καθώς και με τους κόμβους σε αυτή τη διεύθυνση. Για κάθε σημείο, οι τιμές του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας αντιστοιχούν στον αριθμητικό μέσο όρο των δεδομένων από το σύνολο των γειτονικών κόμβων του τομογραφικού πλέγματος, τόσο κατά μήκος της ΝΔ-ΒΑ διεύθυνσης, όσο και σε διεύθυνση



Σχήμα 5.21: Γεωφυσικό μοντέλο δομής του υπεδάφους κατά μήκος τομής ΝΔ-ΒΑ διεύθυνσης στην περιοχή μελέτης (Σχήμα 5.20).

κάθετη σε αυτή, με την πλευρική έκταση να καθορίζεται από τα όρια του σκιασμένου τμήματος. Με την παραπάνω προσέγγιση υπολογισμού του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής κατά μήκος της ΝΔ-ΒΑ τομής του γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους, τα αποτελέσματα που προκύπτουν περιλαμβάνουν και την επίδραση της 3D γεωμετρίας των σχηματισμών, καθώς και μία εκτίμηση του σφάλματος προσδιορισμού του βάθους τους.

Η ΝΔ-ΒΑ τομή του γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους απεικονίζεται στο Σχήμα 5.21. Στο ίδιο σχήμα έχει χαρτογραφηθεί με σκίαση η περιοχή της εδαφικής δομής για την οποία η διακριτική ικανότητα της αντιστροφής είναι πολύ χαμηλή. Η ερμηνεία των αποτελεσμάτων σε αυτή την περιοχή πρέπει να γίνεται με ιδιαίτερη προσοχή, εξαιτίας της μειωμένης αξιοπιστίας στον προσδιορισμό του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας. Από το Σχήμα 5.21 παρατηρούμε το μικρό πάχος των στρωμάτων **A** και **B**, καθώς και την ομαλή κλίση των στρωμάτων **E** και **F** προς τα ΝΔ. Η γεωμετρία του στρώματος **G1** παρουσιάζει μία απότομη κλίση προς την ίδια διεύθυνση, αλλά ο αξιόπιστος προσδιορισμός του περιορίζεται στο BA τμήμα της εδαφικής δομής στην περιοχή μελέτης.

5.4 Συνδυαστική 1D Αντιστροφή Τοπικών Καμπύλων Σκέδασης Επιφανειακών Κυμάτων *Rayleigh* με Καμπύλες Ελλειπτικότητας & HVSR στην Περιοχή Μελέτης

Εκτός από την ανεξάρτητη 1D αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης για την εκτίμηση του γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης, χρησιμοποιήθηκαν συνδυαστικά και τοπικές καμπύλες ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, καθώς και καμπύλες HVSR εδαφικού θορύβου. Οι καμπύλες ελλειπτικότητας και HVSR υπολογίστηκαν στις θέσεις των σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου του εγκατεστημένου ειδικού δικτύου σεισμομέτρων στην περιοχή μελέτης (βλέπε Κεφάλαιο 3, παράγραφοι §3.4.5 και §3.4.6). Για τη συνδυαστική 1D αντιστροφή τους με τις τοπικές καμπύλες σκέδασης ανακατασκευάστηκαν σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος, με τη χρήση γραμμικής παρεμβολής (Linear Interpolation) του πλάτους μέσα σε ένα σύνολο διακριτών τιμών της συχνότητας. Οι τοπικές καμπύλες ελλειπτικότητας και HVSR παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.22. Όπως και στην περίπτωση των τοπικών καμπύλων σκέδασης, οι καμπύλες ελλειπτικότητας και HVSR σχεδιάστηκαν μέσα στα τετραγωνικά κελιά του τομογραφικού πλέγματος. Ο οριζόντιος άξονας κάθε κελιού αντιστοιχεί στη συχνότητα (με τιμές που κυμαίνονται από 0.2 έως 20Hz), ενώ ο κατακόρυφος στο φασματικό λόγο της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα της εδαφικής κίνησης (η κλίμακα περιλαμβάνει τιμές από 0 έως 7). Το επιφανειακό ίχνος της επαφής των πετρωμάτων του γεωλογικού υποβάθρου με τους ιζηματογενείς σχηματισμούς σημειώνεται με μαύρη Οι καμπύλες ελλειπτικότητας διακεκομμένη καμπύλη. και HVSR υπολογίστηκαν για όλο το εύρος τιμών των συχνοτήτων (0.2 έως 20Hz) που καλύπτει η κλίμακα κάθε κελιού του τομογραφικού πλέγματος. Όμως, εξαιτίας κάποιων αριθμητικών σφαλμάτων που εμφανίζονται στις πολύ χαμηλές συχνότητες από τον αλγόριθμο υπολογισμού της ελλειπτικότητας που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διδακτορική διατριβή (Hobiger et al. 2009), το εύρος συχνοτήτων των καμπύλων ελλειπτικότητας περιορίστηκε στο διάστημα από 0.4 έως 20Hz.

Η μορφή, καθώς και τα τοπικά μέγιστα που εμφανίζονται στις καμπύλες ελλειπτικότητας και HVSR, παρουσιάζουν μεγάλη ευαισθησία στη γεωφυσική δομή του υπεδάφους και κυρίως στην κατανομή της V_s, αλλά και στο βάθος των επιφανειών που διαχωρίζουν σχηματισμούς με έντονες αντιθέσεις στις φυσικές και μηχανικές τους ιδιότητες. Από το Σχήμα 5.22 παρατηρούμε ότι



Σχήμα 5.22: Τοπικές καμπόλες ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (a) και τοπικές καμπόλες HVSR εδαφικού θορύβου (b), όπως προέκυψαν από παρεμβολή σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης. Οι τοπικές καμπόλες έχουν σχεδιαστεί μέσα στα τετραγωνικά κελιά του τομογραφικού πλέγματος. Ο οριζόντιος άξονας κάθε κελιού αντιστοιχεί στη συχνότητα (με τιμές από 0.2 έως 20Hz σε λογαριθμική κλίμακα), ενώ ο κατακόρυφος στο φασματικό πλάτος (με τιμές από 0 έως 7). Με μαύρη διακεκομμένη καμπύλη σημειώνεται η επαφή των πρόσφατων ιζηματογενών σχηματισμών με τα πετρώματα του γεωλογικού υποβάθρου στην επιφάνεια του εδάφους.
τμήμα του τομογραφικού πλέγματος, όπου το πάχος των NΔ στο ιζηματογενών σχηματισμών είναι σημαντικό, διακρίνονται έντονα τοπικά μέγιστα με μεγάλα πλάτη στις καμπύλες ελλειπτικότητας και HVSR. Το γεγονός αυτό συνδέεται με την αναγνώριση σημαντικής αντίθεσης ταχύτητας στους σχηματισμούς του υπεδάφους που αντιστοιχούν στην επαφή των ιζηματογενών σχηματισμών με τα πετρώματα του γεωλογικού υποβάθρου. Επιπλέον, η τιμή της συγνότητας που εμφανίζονται τα τοπικά μέγιστα στις καμπύλες ελλειπτικότητας και HVSR καθορίζει τη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα (Fundamental Resonance Frequency – f_0) του συνολικού «πακέτου» των ιζηματογενών στρωμάτων της εδαφικής δομής σε περίπτωση σεισμικής διέγερσης, τουλάχιστον στην περίπτωση της γραμμικής συμπεριφοράς, και σχετίζεται με το πάχος τους (ή αντίστοιχα με το βάθος του γεωλογικού υποβάθρου). Όσο μικρότερη είναι η τιμή της fo, τόσο μεγαλύτερο είναι το πάχος των ιζηματογενών σχηματισμών. Επομένως, οι μικρές τιμές της f_0 (από 1.5 έως 3Hz περίπου) που παρατηρούνται στο NΔ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος υποδεικνύουν μεγάλα πάχη ιζημάτων, σε συμφωνία με τα αποτελέσματα της ανεξάρτητης 1D αντιστροφής των τοπικών καμπύλων σκέδασης. Αντίθετα, τοπικά μέγιστα που εμφανίζονται σε υψηλές τιμές της συχνότητας οφείλονται στην παρουσία του γεωλογικού υποβάθρου (ή γενικότερα συνεκτικών πετρωμάτων) σε πολύ μικρό βάθος. Ειδικά, όταν το συγκεκριμένο βάθος προσεγγίζει την επιφάνεια του εδάφους οι καμπύλες ελλειπτικότητας και HVSR έχουν επίπεδη μορφή, τουλάχιστον για το εύρος συγνοτήτων με γεωτεγνικό ενδιαφέρον (0.2 έως 20Hz). Επίπεδες καμπύλες ελλειπτικότητας και HVSR ή καμπύλες που εμφανίζουν τοπικά μέγιστα σε πολύ υψηλές συχνότητες (> 10Hz) παρατηρούνται στο BA τμήμα του τομογραφικού πλέγματος, ενώ καμπύλες με μέση τιμή της f_0 (περίπου μεταξύ 3 έως 10Hz) συγκεντρώνονται κυρίως στη στενή μεταβατική ζώνη. Κατά συνέπεια, οι πληροφορίες από την ελλειπτικότητα των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, καθώς και από τις καμπύλες HVSR εδαφικού θορύβου, επιβεβαιώνουν τη διαθέσιμη γνώση για τη γεωμετρία των γεωλογικών σχηματισμών στην περιοχή μελέτης.

Η παραμετροποίηση της εδαφικής δομής και ο ορισμός του χώρου παραμέτρων για τη συνδυαστική 1D αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης με την ελλειπτικότητα των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* και των καμπύλων *HVSR* εδαφικού θορύβου, βασίστηκε στα αποτελέσματα της ανεξάρτητης αντιστροφής που προηγήθηκε. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της ανεξάρτητης 1D αντιστροφής των τοπικών καμπύλων σκέδασης, το

εδαφικό προσομοίωμα που ανταποκρίνεται σε ικανοποιητικό βαθμό στις πραγματικές γεωλογικές συνθήκες και περιγράφει επαρκώς τα πειραματικά δεδομένα είναι το 5UL (βλέπε Πίνακα 5.2). Επομένως, η συνδυαστική 1D αντιστροφή δεδομένων πραγματοποιήθηκε αποκλειστικά με βάση το συγκεκριμένο εδαφικό προσομοίωμα.

Αξίζει σημειωθεί vα ότι στη συνδυαστική 1D αντιστροφή χρησιμοποιήθηκε ένας κατάλληλος εξωτερικός κώδικας υπολογισμού (External Forward Computation) της συνάρτησης σφάλματος, ο οποίος αντικατέστησε το αντίστοιχο βήμα στη ροή του αλγόριθμου γειτνίασης. Ο τρόπος υπολογισμού της συνδυαστικής συνάρτησης σφάλματος έχει τη μορφή της σχέσης (5.8). Ο ορισμός των βαρών της καμπύλης σκέδασης (W_{DC}) και των φασματικών λόγων της εδαφικής κίνησης (WSR), που αντιστοιχούν είτε στην ελλειπτικότητα των επιφανειακών κυμάτων, είτε στην καμπύλη HVSR εδαφικού θορύβου, πραγματοποιήθηκε με την εισαγωγή ισοδύναμης αναλογίας (ένα προς ένα) στη Σχέση (5.8). Με την συγκεκριμένη επιλογή, η συμβολή κάθε καμπύλης στον υπολογισμό της συνδυαστικής συνάρτησης σφάλματος (Misfit_{Joint}) είναι 50% και ουσιαστικά αντιστοιχεί στον πολλαπλασιασμό των επιμέρους συναρτήσεων σφάλματος (Misfit_{DC} και MisfitsR) με ένα παράγοντα ίσο με 0.5. Συνεπώς, η εκτίμηση του γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους από τη συνδυαστική 1D αντιστροφή επηρεάζεται ισοδύναμα από την καμπύλη σκέδασης και την ελλειπτικότητα των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (ή την καμπύλη HVSR εδαφικού θορύβου), έτσι ώστε να μειωθεί η υποκειμενικότητα στην ερμηνεία των αποτελεσμάτων.

Η σταθερότητα της διαδικασίας στη χρήση του εξωτερικού κώδικα πραγματοποιήθηκε με τη σύγκριση των αποτελεσμάτων της συνδυαστικής 1D αντιστροφής, αυξάνοντας σταδιακά την αναλογία των βαρών στην συνάρτηση σφάλματος για τη μία από τις δύο καμπύλες. Αρχικά, διπλασιάστηκε η αναλογία του βάρους (δύο προς ένα) στη καμπύλη σκέδασης και έπειτα τριπλασιάστηκε (τρία προς ένα), διατηρώντας σταθερό το βάρος της καμπύλης του φασματικού λόγου της εδαφικής κίνησης. Στη συνέχεια, το βάρος της καμπύλης του φασματικού λόγου με τον ίδιο ακριβώς τρόπο.

Παραδείγματα της παραπάνω σύγκρισης για τη συνδυαστική 1D αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.23. Το Σχήμα 5.23 περιλαμβάνει τη σύγκριση των αποτελεσμάτων για τους κόμβους κατά μήκος της κεντρικής διαγωνίου του τομογραφικού πλέγματος με ΝΔ-ΒΑ



Σχήμα 5.23: Σύγκριση των γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους, όπως προκύπτουν από τη συνδυαστική 1D αντιστροφή τοπικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας επιφανειακών κυμάτων Rayleigh για τους κόμβους της κεντρικής διαγωνίου του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης (ΝΔ-ΒΑ διεύθυνση). Σε κάθε κόμβο, τα 1D εδαφικά προφίλ αντιστοιχούν σε διαφορετική αναλογία βαρών στη συνάρτηση σφάλματος.

διεύθυνση. Παρατηρούμε ότι τα θεωρητικά γεωφυσικά μοντέλα του υπεδάφους που προκύπτουν από τη διαδικασία της συνδυαστικής αντιστροφής δεδομένων για διαφορετικά βάρη στον υπολογισμό της συνάρτησης σφάλματος, παρουσιάζουν πολύ μικρές διαφοροποιήσεις στην κατανομή της V_s, καθώς και στον προσδιορισμό του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας. Ειδικότερα, η συμφωνία των γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους για τους σχηματισμούς **A**, **B** και **E** είναι εξαιρετική. Οι διαφοροποιήσεις εντοπίζονται κυρίως στον προσδιορισμό του βάθους των επιφανειών επιφανειών **F/G1** και **G1/G**. Σημειώνεται ότι η εκτίμηση του βάθους της

επιφάνειας G1/G για το BA και κεντρικό τμήμα του τομογραφικού πλέγματος (κόμβοι με καρτεσιανές συντεταγμένες 200-200, 300-300, 400-400 και 500-500 στο Σχήμα 5.23) υπερβαίνει το όριο της διακριτικής ικανότητας της αντιστροφής, οπότε δεν μπορεί να θεωρηθεί αξιόπιστη. Παρόλα αυτά, όσο αυξάνεται η αναλογία του βάρους σε μία καμπύλη, το γεωφυσικό μοντέλο του υπεδάφους, έστω και ελάχιστα, μεταβάλλεται. Η αύξηση του βάρους στην καμπύλη σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων προκαλεί την παραγωγή γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους που τείνουν να ταυτιστούν με τα αντίστοιχα εδαφικά προφίλ της ανεξάρτητης 1D αντιστροφής. Αντιθέτως, όσο περισσότερο αυξάνεται το βάρος στην καμπύλη ελλειπτικότητας, τόσο αυξάνεται και η διαφορά των γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους σε σχέση με την ανεξάρτητη 1D αντιστροφή των καμπύλων σκέδασης.

Τα βασικά συμπεράσματα που προκύπτουν από την παραπάνω σύγκριση είναι δύο: α) η διαδικασία εισαγωγής του εξωτερικού κώδικα υπολογισμού της συνάρτησης σφάλματος στον αλγόριθμο γειτνίασης πραγματοποιείται με επιτυχία. Τα αποτελέσματα της συνδυαστικής 1D αντιστροφής επηρεάζονται από την επιλεγόμενη αναλογία του βάρους στις καμπύλες σκέδασης και ελλειπτικότητας, αφού παράγονται διαφορετικά γεωφυσικά μοντέλα του υπεδάφους σε κάθε περίπτωση. Επιπρόσθετα, η σύμπτωση των γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους που παρατηρείται μεταξύ της ανεξάρτητης και συνδυαστικής 1D αντιστροφής, όταν το βάρος στις καμπύλες σκέδασης αυξάνεται, αποτελεί μία τεκμηρίωση ότι η διαδικασία της συνδυαστικής 1D αντιστροφής δεδομένων πραγματοποιείται με επαρκή και αποτελεσματικό τρόπο. β) οι πληροφορίες που περιέχουν οι καμπύλες των φασματικών λόγων για την εδαφική δομή δεν συμφωνούν απόλυτα με τις αντίστοιχες των καμπύλων σκέδασης. Το γεγονός αυτό γίνεται αντιληπτό με την παρακολούθηση της διαφοροποίησης που παρατηρείται στα γεωφυσικά μοντέλα του υπεδάφους, όταν αυξάνεται το βάρος στην καμπύλη ελλειπτικότητας. Στις περιπτώσεις που η συνδυαστική 1D αντιστροφή δεδομένων επηρεάζεται περισσότερο από την καμπύλη ελλειπτικότητας, οι επιφάνειες επαφής των στρωμάτων της γεωφυσικής δομής μετατοπίζονται σε μικρότερα βάθη. Σε ιδανικές συνθήκες, το γεωφυσικό μοντέλο του υπεδάφους που προκύπτει από την ανεξάρτητη 1D αντιστροφή των καμπύλων σκέδασης έχει τη δυνατότητα να περιγράψει τα πειραματικά δεδομένα της ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh.

Οι βασικοί λόγοι για τους οποίους στις περισσότερες πρακτικές εφαρμογές προσδιορισμού της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους δεν

Πίνακας 5.5: Ρυθμιστικές παράμετροι που καθορίζουν τη ροή του αλγόριθμου γειτνίασης στη διαδικασία της συνδυαστικής 1D αντιστροφής δεδομένων.

Ρυθμιστική Παράμετρος	Περιγραφή	Αριθμός
$n_s 0$	Αρχικός πληθυσμός δειγμάτων	200
<i>n</i> _r	Αριθμός επιλεγμένων κελιών Voronoi	50
ns	Πληθυσμός των νέων δειγμάτων στα επιλεγμένα κελιά	200
itmax	Αριθμός Επαναλήψεων	100
Μέγιστος Αριθμός Θεωρητικών Γεωφυσικών Μοντέλων (ns0 + itmax · ns):		20.200

παρατηρείται η παραπάνω συνθήκη, εντοπίζονται στην εισαγωγή σφαλμάτων στη διαδικασία αντιστροφής των δεδομένων, καθώς και στην αδυναμία αξιόπιστης λήψης κρίσιμων πειραματικών μετρήσεων. Για παράδειγμα, η έλλειψη πληροφοριών στις πολύ χαμηλές και υψηλές συχνότητες (< 1.5Hz και > 14Hz) των τοπικών καμπύλων σκέδασης έχει ως αποτέλεσμα τη μείωση της διακριτικής ικανότητας της αντιστροφής σε πολύ μεγάλα και πολύ μικρά βάθη, αντίστοιχα. Για αυτό το λόγο, ο προσδιορισμός του βάθους του γεωλογικού υποβάθρου, όπως και των πολύ επιφανειακών στρωμάτων της εδαφικής δομής, πραγματοποιείται με μεγάλες αβεβαιότητες. Συνεπώς, τα τμήματα του γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους τα οποία δεν προσδιορίζονται με αξιοπιστία από την 1D αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης, είναι δυνατό να επηρεάζουν την περιγραφή των πειραματικών δεδομένων ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh. Η συνδυαστική 1D αντιστροφή καμπύλων σκέδασης και φασματικών λόγων αντιμετωπίζει τα παραπάνω μειονεκτήματα στον προσδιορισμό της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους και το γεωφυσικό μοντέλο που προκύπτει είναι συμβατό με δύο διαφορετικά είδη δεδομένων. Επομένως, αποτελεί τη βέλτιστη λύση στο συγκεκριμένο αντίστροφο πρόβλημα, η οποία θεωρούμε ότι συγκεντρώνει τις μεγαλύτερες πιθανότητες για την ρεαλιστικότερη προσέγγιση της πραγματικής εδαφικής δομής.

Η ροή του αλγόριθμου γειτνίασης στην περίπτωση της συνδυαστικής 1D αντιστροφής δεδομένων καθορίστηκε με την επιλογή διαφορετικών ρυθμιστικών παραμέτρων σε σχέση με την ανεξάρτητη 1D αντιστροφή των

τοπικών καμπύλων σκέδασης. Η διαφορετική επιλογή των ρυθμιστικών παραμέτρων ήταν αναγκαία, γιατί ο χρόνος ολοκλήρωσης της διαδικασίας αντιστροφής με τη χρήση εξωτερικού κώδικα υπολογισμού της συνάρτησης σφάλματος αυξάνεται σημαντικά. Ενδεικτικά αναφέρεται ότι η κατασκευή υπό-πενταπλάσιων θεωρητικών γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους στη συνδυαστική 1D αντιστροφή σε σχέση με την ανεξάρτητη, απαιτεί πενταπλάσιο υπολογιστικό χρόνο για την ολοκλήρωση της διαδικασίας. Παρόλα αυτά, η σύγκλιση της λύσης της συνδυαστικής αντιστροφής στο τοπικό ελάχιστο είναι ταχύτερη εξαιτίας της συμμετοχής δύο διαφορετικών ειδών δεδομένων που περιέχουν πληροφορίες για τη γεωφυσική δομή του υπεδάφους. Οι τιμές των ρυθμιστικών παραμέτρων που επιλέχτηκαν για τη συνδυαστική 1D αντιστροφή δεδομένων συνοψίζονται στον Πίνακα 5.5. Σύμφωνα με τις τιμές του Πίνακα 5.5 τα θεωρητικά γεωφυσικά μοντέλα του υπεδάφους που κατασκευάστηκαν και οι παραγόμενες θεωρητικές καμπύλες σκέδασης και ελλειπτικότητας για κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος, ήταν 20.200. Ο συγκεκριμένος αριθμός είναι σημαντικά μικρότερος από τον αντίστοιχο της ανεξάρτητης 1D αντιστροφής, όμως είναι κατάλληλος για τη διατήρηση του υπολογιστικού χρόνου μέσα σε επιθυμητά πλαίσια, καθώς και για την αποτελεσματική εξερεύνηση του χώρου παραμέτρων.

5.4.1 1D εδαφικά προφίλ της V_s σε επιλεγμένους κόμβους του τομογραφικού πλέγματος

Τα αποτελέσματα της συνδυαστικής 1D αντιστροφής των τοπικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh παρουσιάζονται στα Σχήματα 5.24 έως 5.29 για τους κόμβους της κεντρικής διαγωνίου του τομογραφικού πλέγματος, σε ΝΔ-ΒΑ διεύθυνση. Tα αντίστοιχα αποτελέσματα της συνδυαστικής 1D αντιστροφής των τοπικών καμπύλων σκέδασης με τις καμπύλες HVSR εδαφικού θορύβου δεν παρουσιάζονται στην παρούσα υπό-παράγραφο. Η επιλογή αυτή βασίζεται στο γεγονός ότι η χρήση της ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh προτιμάται σε σχέση με τις καμπύλες HVSR εδαφικού θορύβου για τη συνδυαστική 1D αντιστροφή δεδομένων. Η συγκεκριμένη προτίμηση σχετίζεται κυρίως με τη φύση του εδαφικού θορύβου, καθώς και με τη δυσκολία αναγνώρισης των διαφορετικών ειδών ελαστικών κυμάτων που συνθέτουν το κυματικό πεδίο του. Αν και τα επιφανειακά κύματα κυριαρχούν στο κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου, υπάρχουν αρκετές περιπτώσεις όπου το ποσοστό συμμετοχής των επιμήκων και εγκαρσίων ελαστικών



Σχήμα 5.24: Αποτελέσματα της συνδυαστικής 1D αντιστροφής της τοπικής καμπύλης σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh για τον κόμβο 200-200 του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης. Οι πειραματικές καμπύλες σκέδασης και ελλειπτικότητας, καθώς και το ανώτερο και κατώτερο όριο της τυπικής τους απόκλιση απεικονίζονται με μαύρο χρώμα. Οι έγχρωμες καμπύλες αντιστοιχούν στις παραγόμενες θεωρητικές καμπύλες σκέδασης (αριστερό διάγραμμα), ελλειπτικότητας (κεντρικό διάγραμμα) και των γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους (δεξί διάγραμμα), όπως προκύπτουν από του αλγόριθμο γειτνίασης. Η χρωματική κλίμακα είναι ανάλογη με την τιμή της συνάρτησης σφάλματος που χρησιμοποιήθηκε (σχέση 5.8).



Σχήμα 5.25: Όπως και στο Σχήμα 5.24 για τον κόμβο 300-300 του τομογραφικού πλέγματος.

κυμάτων σε αυτό δεν μπορεί να θεωρηθεί αμελητέο. Το αποτέλεσμα είναι ότι η άποψη της σύμπτωσης των καμπύλων HVSR με την ελλειπτικότητα των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh να δέχεται ισχυρή αμφισβήτηση από μέρος της επιστημονικής κοινότητας. Κατά επέκταση, θεωρείται ότι οι καμπύλες HVSR δεν περιγράφουν επαρκώς τα χαρακτηριστικά των επιφανειακών κυμάτων και η χρήση τους για την εκτίμηση της γεωφυσικής δομής του



Σχήμα 5.26: Όπως και στο Σχήμα 5.24 για τον κόμβο 400-400 του τομογραφικού πλέγματος.



Σχήμα 5.27: Όπως κα στο Σχήμα 5.24 για τον κόμβο 500-500 του τομογραφικού πλέγματος.

υπεδάφους περιλαμβάνει σημαντικές αβεβαιότητες. Από την άλλη μεριά, η τιμή της f_0 των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών της εδαφικής δομής εξάγεται με σχετική αξιοπιστία από τις καμπύλες HVSR εδαφικού θορύβου (Bard et al. 2004, Hasghenas et al. 2008), περιέχοντας χρήσιμες πληροφορίες για την κατανομή της V_s και το βάθος των επιφανειών ασυνέχειας στο υπέδαφος. Για αυτό το λόγο, συνήθως χρησιμοποιούνται μόνο οι τιμές της f_0 , και όχι ολόκληρες οι καμπύλες HVSR, στη συνδυαστική αντιστροφή με τις τοπικές καμπύλες σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων για την εκτίμηση της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους.

Επομένως, γίνεται φανερό ότι η χρήση των καμπύλων HVSR στη



Σχήμα 5.28: Όπως και στο Σχήμα 5.24 για τον κόμβο 600-600 του τομογραφικού πλέγματος.



Σχήμα 5.29: Όπως και στο Σχήμα 5.24 για τον κόμβο 700-700 του τομογραφικού πλέγματος.

συνδυαστική 1D αντιστροφή δεδομένων πρέπει να πραγματοποιείται με επιφύλαξη και είναι προτιμότερο να υπολογίζεται η ελλειπτικότητα των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* από τις καταγραφές εδαφικού θορύβου. Επιπλέον, ο αλγόριθμος γειτνίασης που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διδακτορική διατριβή για τον υπολογισμό του ευθέως προβλήματος, παράγει θεωρητικές καμπύλες ελλειπτικότητας. Κατά συνέπεια, η άμεση σύγκριση με τις θεωρητικές καμπύλες είναι δυνατή μόνο με τον υπολογισμό της ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* από τα πειραματικά δεδομένα. Ωστόσο, τα αποτελέσματα της συνδυαστικής 1D αντιστροφής των τοπικών καμπύλων σκέδασης με τις καμπύλες *HVSR* εδαφικού θορύβου

συμπεριλαμβάνονται στην παράγραφο που ακολουθεί (§5.5), η οποία αφορά στη σύγκριση των βέλτιστων γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους που προκύπτουν από την ανεξάρτητη και συνδυαστική 1D αντιστροφή δεδομένων. Με τη συγκριτική αξιολόγηση των αποτελεσμάτων ελέγχεται η δυνατότητα εκμετάλλευσης των καμπύλων HVSR για την εκτίμηση της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους. Η γνώση των δυνατοτήτων και περιορισμών της χρήσης των καμπύλων HVSR στη συνδυαστική 1D αντιστροφή δεδομένων μπορεί να αποδειχθεί ιδιαίτερα σημαντική, γιατί με αυτό τον τρόπο προστίθεται ένα ακόμα εργαλείο που μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε γεωτεχνικές εφαρμογές, αλλά και γενικότερα στην εφαρμοσμένη γεωφυσική. Τα πλεονεκτήματα που προσφέρει η χρήση των καμπύλων HVSR στη συνδυαστική 1D αντιστροφή δεδομένων και στην εκτίμηση της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους δεν πρέπει vα υποβαθμίζονται. Ενδεικτικά αναφέρεται ότι οι καμπύλες HVSR υπολογίζονται πολύ εύκολα και εξαιρετικά γρήγορα από τα δεδομένα εδαφικού θορύβου, χωρίς να είναι απαραίτητη η χρήση κάποιου εξειδικευμένου αλγόριθμου (όπως στην περίπτωση της ελλειπτικότητας).

Σε όλες τις συνδυαστικές αντιστροφές δεδομένων η αναλογία των βαρών της κάθε καμπύλης στον υπολογισμό της συνάρτησης σφάλματος θεωρήθηκε ισοδύναμη (ένα προς ένα). Η επιλογή των κόμβων ακολουθεί το παράδειγμα της ανεξάρτητης 1D αντιστροφής των τοπικών καμπύλων σκέδασης, έτσι ώστε να είναι δυνατή η σύγκριση των αποτελεσμάτων, καθώς και η εκτίμηση των 1D εδαφικών προφίλ της V_s κατά μήκος της κύριας ανάπτυξης των γεωλογικών σχηματισμών του υπεδάφους.

Κάθε σχήμα που απεικονίζει τα αποτελέσματα της συνδυαστικής 1D αντιστροφής δεδομένων (Σχήματα 5.24 έως 5.29) αποτελείται από τρία διαγράμματα. Στο πρώτο διάγραμμα (αριστερό τμήμα των σχημάτων) αποτυπώνονται οι θεωρητικές καμπύλες σκέδασης της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* (έγχρωμες καμπύλες), οι οποίες παράγονται από τον αλγόριθμο γειτνίασης για το εδαφικό προσομοίωμα 5UL. Συγχρόνως, χαρτογραφείται και η πειραματική τοπική καμπύλη σκέδασης για το συγκεκριμένο κόμβο του τομογραφικού πλέγματος (μαύρη καμπύλη μαζί με τα όρια της τυπικής απόκλισης). Το δεύτερο διάγραμμα (κεντρικό τμήμα των σχημάτων) περιλαμβάνει τις θεωρητικές καμπύλες ελλειπικότητας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh*, καθώς και την πειραματική καμπύλη που υπολογίστηκε για το συγκεκριμένο κόμβο, μαζί με την τυπική της απόκλιση. Τέλος, στο τρίτο διάγραμμα (δεξί τμήμα των σχημάτων)

σχεδιάζονται όλα τα θεωρητικά 1D εδαφικά προφίλ της V_s που προκύπτουν από τη διαδικασία της συνδυαστικής αντιστροφής των δεδομένων. Η χρωματική κλίμακα των θεωρητικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας, καθώς και των θεωρητικών γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους, αντιστοιχεί στην τιμή της συνδυαστικής συνάρτησης σφάλματος.

Τα 1D εδαφικά προφίλ της Vs που παρουσιάζονται στα Σχήματα 5.24 έως 5.29 κατά μήκος της κεντρικής διαγωνίου του τομογραφικού πλέγματος, βρίσκονται σε συμφωνία με τις διαθέσιμες πληροφορίες για τη γεωλογική δομή του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης, καθώς και με τα αποτελέσματα της ανεξάρτητης 1D αντιστροφής των τοπικών καμπύλων σκέδασης που προηγήθηκε. Αναλυτικά, οι επιφανειακοί σχηματισμοί Α και Β (βλέπε Πίνακα 5.2) διατηρούν ένα σταθερά μικρό πάχος κατά μήκος της ΝΔ-ΒΑ διεύθυνσης, που δεν ξεπερνά τα 10 και 15m, αντίστοιχα. Τα πάχη των υπόλοιπων ιζηματογενών στρωμάτων της εδαφικής δομής (σχηματισμοί Ε και F) μειώνονται απότομα από το ΝΔ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος προς το ΒΑ, όπου και προσεγγίζουν την επιφάνεια του εδάφους. Συγκεκριμένα, τα βάθη των σχηματισμών Ε και F ελαττώνονται από τα περίπου 75 και 150m, στα ΝΔ της περιοχής μελέτης, αντίστοιχα, σε 30 και 80m στο κεντρικό τμήμα (μεταβατική ζώνη), καταλήγοντας έως και σε βάθη μικρότερα των 15m στο ΒΑ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος, το οποίο αποτελεί την περιοχή της επιφανειακής εμφάνισης του γεωλογικού υποβάθρου. Παρόμοια γεωμετρία ακολουθεί και το γεωλογικό υπόβαθρο (περιγράφεται από τους σχηματισμούς G1 και G) στην περιοχή μελέτης. Όπως έχει αναφερθεί, η απότομη μεταβολή του πάχους των στρωμάτων της εδαφικής δομής μπορεί να ερμηνευτεί ως αποτέλεσμα της δράσης ρηγμάτων.

Τα θεωρητικά γεωφυσικά μοντέλα του υπεδάφους που προκύπτουν από τη συνδυαστική 1D αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh*, επιτρέπουν την αναγνώριση των βασικών χαρακτηριστικών της εδαφικής δομής, αλλά παρουσιάζουν σχετικά μεγάλη διασπορά. Η διασπορά εντοπίζεται κυρίως στις τιμές της *V*_s μέσα σε κάθε στρώμα των γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους, καθώς και στον προσδιορισμό του βάθος των επιφανειών ασυνέχειας. Εξαίρεση αποτελούν τα πολύ επιφανειακά, μικρού πάχους, στρώματα της εδαφικής δομής (σχηματισμοί **A** και **B**, βλέπε Πίνακα 5.2), όπως και ο σχηματισμός **E** που καθορίζει το βάθους του ανώτερου ορίου του σεισμικού υποβάθρου στην περιοχή μελέτης. Η συνδυαστική 1D αντιστροφή των δεδομένων ενισχύει τη διακριτική ικανότητα στο επιφανειακό τμήμα της

εδαφικής δομής και παρέχει τη δυνατότητα προσδιορισμού του γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους με μεγαλύτερη λεπτομέρεια. Αντιθέτως, στα βαθύτερα τμήματα της εδαφικής δομής η διασπορά των θεωρητικών γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους εμφανίζεται εντονότερη, με αποτέλεσμα να δημιουργείται μία εικόνα που παραπέμπει περισσότερο σε μία προσέγγιση γραμμικής αύξησης της *V*_s με το βάθος.

Από τα Σχήματα 5.24 έως 5.29 προκύπτει ότι από τη διαδικασία της συνδυαστικής 1D αντιστροφής των τοπικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας παράγονται θεωρητικά γεωφυσικά μοντέλα του υπεδάφους που περιγράφουν επαρκώς δύο διαφορετικά είδη πειραματικών δεδομένων. Αστοχίες της διαδικασίας παρατηρούνται σε δύο κόμβους του τομογραφικού πλέγματος, οι οποίοι βρίσκονται πολύ κοντά στη μεταβατική ζώνη της εδαφικής δομής. Συγκεκριμένα, οι κόμβοι με τοπικές καρτεσιανές συντεταγμένες 400-400 (Σχήμα 5.26) και 500-500 (Σχήμα 5.27) παρουσιάζουν αδυναμία στην περιγραφή της καμπύλης ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh. Το γεγονός αυτό οφείλεται ενδεχομένως στην κλίση των στρωμάτων του υπεδάφους σε αυτές τις θέσεις του τομογραφικού πλέγματος, η οποία επηρεάζει σε σημαντικό βαθμό τη μορφή της καμπύλης ελλειπτικότητας, καθώς και της καμπύλης HVSR εδαφικού θορύβου. Εδαφικά προσομοιώματα που περιλαμβάνουν κεκλιμένα στρώματα δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε καμία μεθοδολογία 1D αντιστροφής δεδομένων. Ο υπολογισμός του ευθέος προβλήματος και η παραγωγή των θεωρητικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας πραγματοποιείται με τη βασική παραδοχή ότι οι επιφάνειες επαφής μεταξύ των στρωμάτων της εδαφικής δομής είναι πρακτικά οριζόντιες. Επομένως, στις περιπτώσεις που εντοπίζονται έντονες πλευρικές μεταβολές στη δομή του υπεδάφους, όπως στην περιοχή μελέτης, τα αποτελέσματα της 1D αντιστροφής παρουσιάζουν ασυμφωνία με τα πειραματικά δεδομένα. Αντιθέτως, στα τμήματα του τομογραφικού πλέγματος όπου οι κλίσεις των επιφανειών επαφής μεταξύ των στρωμάτων της εδαφικής δομής είναι σχετικά πιο ομαλές (όπως στο ΝΔ και ΒΑ τμήμα), η σύγκλιση των θεωρητικών καμπύλων με τις πειραματικές είναι καλύτερη.

5.4.2 Χωρική κατανομή του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής και κατασκευή 3D γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους

Η χωρική κατανομή του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής στην περιοχή μελέτης, προκύπτει από τη σύνθεση όλων των



Σχήμα 5.30: Χωρική κατανομή του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας του γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους, όπως προέκυψε από τη συνδυαστική 1D αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης.



Σχήμα 5.31: Χωρική κατανομή των σχετικών σφαλμάτων (%) προσδιορισμού του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας του γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους, όπως προέκυψε από τη συνδυαστική 1D αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης.

Εκτίμηση του 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης TD AS 100 -50 Depth (m) -100 .150 -200 -250 300 .350 , e A В ŝ Ε , zeo 200 F . Job G1 100 G 0

Σχήμα 5.32: 3D απεικόνιση του γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους, όπως προέκυψε από τη συνδυαστική 1D αντιστροφή τοπικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στην περιοχή μελέτης. Με πορτοκαλί διακεκομμένη καμπύλη απεικονίζεται η επαφή των πρόσφατων ιζηματογενών σχηματισμών με τα πετρώματα του γεωλογικού υποβάθρου στην επιφάνεια του εδάφους.

1D γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους της συνδυαστικής αντιστροφής σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος. Η μελέτη της χωρικής κατανομής του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας, καθώς και της *V_s*, οδηγούν στην εκτίμηση ενός ολοκληρωμένου 3D γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης.

Όπως έχει αναφερθεί, για τη συνδυαστική 1D αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* χρησιμοποιήθηκε το ίδιο εδαφικό προσομοίωμα (5UL) με την ανεξάρτητη αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης. Επομένως, το 3D γεωφυσικό μοντέλο του υπεδάφους που κατασκευάστηκε και σε αυτή την περίπτωση, αποτελείται από πέντε επιφάνειες ασυνέχειας, οι οποίες διαχωρίζουν τους ιζηματογενείς σχηματισμούς σε ένα σύνολο τεσσάρων στρωμάτων (**A**, **B**, **E** και **F**), καθώς και το γεωλογικό υπόβαθρο σε ένα ανώτερο αποσαθρωμένο τμήμα (**G1**) και στο βαθύτερο υγιές πέτρωμα (**G**).

Τα βάθη των επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής για κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος παρουσιάζονται στους χάρτες του Σχήματος



Σχήμα 5.33: 3D απεικόνιση της επιφάνειας ασυνέχειας των σχηματισμών **E** και **F** του γεωφυσικού μοντέλου δομής για την περιοχή μελέτης. Οι τιμές του βάθους αντιστοιχούν σε απόλυτα υψόμετρα. Η συγκεκριμένη επιφάνεια διαχωρίζει το σεισμικό υπόβαθρο (σχηματισμός **F** με $V_s > 700$ m/sec) από τους υπερκείμενους ιζηματογενείς σχηματισμούς (**A**, **B** και **E**).

5.30. Ο υπολογισμός του βάθους κάθε επιφάνειας ασυνέχειας ακολούθησε παρόμοια διαδικασία με την ανεξάρτητη αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης. Συγκεκριμένα, το 1D εδαφικό προφίλ που χρησιμοποιήθηκε σε κάθε κόμβο για τη μελέτη της χωρικής κατανομής του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας, αντιστοιχεί στο μέσο όρο ενός συνόλου παραγόμενων θεωρητικών γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους από την αντιστροφή. Τα θεωρητικά αυτά μοντέλα επιλέγονται με βάση προκαθορισμένα αριθμητικά όρια τιμών της συνάρτησης σφάλματος. Με την παραπάνω διαδικασία υπολογίζεται συγχρόνως και το σφάλμα προσδιορισμού του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας, το οποίο αποτελεί απαραίτητη παράμετρο για τον έλεγχο της αξιοπιστίας των αποτελεσμάτων της αντιστροφής. Η χωρική κατανομή των σχετικών σφαλμάτων προσδιορισμού του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας στην περιοχή μελέτης, παρουσιάζεται στο Σχήμα 5.31. Από το Σχήμα 5.31 παρατηρούμε ότι για τους επιφανειακούς σχηματισμούς (Α και Β) τα σχετικά σφάλματα είναι μικρότερα του 50% σχεδόν σε όλη την έκταση του τομογραφικού πλέγματος με ελάχιστες εξαιρέσεις. Οι θέσεις των κόμβων για τις οποίες τα σχετικά σφάλματα προσδιορισμού του βάθους των



Σχήμα 5.34: 3D απεικόνιση της επιφάνειας ασυνέχειας των σχηματισμών **F** και **G1** του γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους για την περιοχή μελέτης. Οι τιμές του βάθους αντιστοιχούν σε απόλυτα υψόμετρα. Η συγκεκριμένη επιφάνεια διαχωρίζει τα πετρώματα του μανδύα αποσάθρωσης του γεωλογικού υποβάθρου (G1) από το σύνολο των ιζηματογενών σχηματισμών (**A**, **B**, **E** και **F**).

επιφανειών ασυνέχειας ξεπερνούν το 50% ακολουθούν τυχαία χωρική κατανομή. Αντιθέτως, οι υψηλές τιμές των σχετικών σφαλμάτων για τις υπόλοιπες επιφάνειες (E, F και G1) εμφανίζονται συστηματικά στο BA τμήμα του τομογραφικού πλέγματος, στην περιοχή της μεταβατικής ζώνης και της επιφανειακής εμφάνισης του γεωλογικού υποβάθρου. Ειδικότερα, για την επιφάνεια που περιγράφει τη χωρική κατανομή του γεωλογικού υποβάθρου (επιφάνεια F), οι υψηλές τιμές των σχετικών σφαλμάτων εντοπίζονται και σε αρκετές θέσεις κόμβων στα BΔ και NA της περιοχής μελέτης. Γενικά, τα σχετικά σφάλματα προσδιορισμού του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας που προκύπτουν από τη συνδυαστική 1D αντιστροφή δεδομένων είναι μεγαλύτερα σε σύγκριση με την ανεξάρτητη 1D αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης. Το γεγονός αυτό σχετίζεται με τη μεγαλύτερη διασπορά που παρουσιάζουν τα θεωρητικά γεωφυσικά μοντέλα του υπεδάφους που

Η γεωμετρία των επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής (Σχήμα 5.30) βρίσκεται σε πολύ καλή συμφωνία με τα αποτελέσματα της ανεξάρτητης 1D αντιστροφής των τοπικών καμπύλων σκέδασης, καθώς και με τις

διαθέσιμες γεωλογικές και γεωτεχνικές πληροφορίες για την περιοχή μελέτης. Αναλυτικά, οι επιφανειακοί σχηματισμοί **A** και **B** διατηρούν πολύ μικρό πάχος σε όλη την έκταση του τομογραφικού πλέγματος, ενώ παρουσιάζουν μία πολύ μικρή κλίση προς τα ΝΔ. Ο βαθύτερος ιζηματογενείς σχηματισμός Ε, όπως και το σεισμικό και το γεωλογικό υπόβαθρο (σχηματισμοί **F** και **G1**, αντίστοιχα), ακολουθούν τη γενική 2D εδαφική δομή στην περιοχή μελέτης, με απότομη αύξηση του πάχους των σχηματισμών καθώς κινούμαστε από τα BA προς τα ΝΔ. Και στην περίπτωση της συνδυαστικής 1D αντιστροφής των τοπικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh*, η διαφοροποίηση στη γεωμετρία των σχηματισμών στη ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση μπορεί να θεωρηθεί αμελητέα.

Η μελέτη της 3D εξάπλωσης των επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής πραγματοποιήθηκε με μεγαλύτερη λεπτομέρεια με την εφαρμογή χωρικής παρεμβολής και εξομάλυνσης στα διακριτά δεδομένα του τομογραφικού πλέγματος. Με αυτό τον τρόπο προσαρμόστηκαν συνεχόμενες και ομαλές επιφάνειες στα δεδομένα που επιτρέπουν την κατασκευή μίας ολοκληρωμένης 3D απεικόνισης του γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους. Η 3D απεικόνιση του γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους για την περιοχή μελέτης, όπως προέκυψε από τη συνδυαστική 1D αντιστροφή δεδομένων, παρουσιάζεται στο Σχήμα 5.32. Η 3D χωρική κατανομή του ανώτερου ορίου του σεισμικού υποβάθρου (επιφάνεια που παρουσιάζει γεωτεχνικό ενδιαφέρον), η οποία διαχωρίζει τους σχηματισμούς Ε και F της εδαφικής δομής, απεικονίζεται στο Σχήμα 5.33. Η αντίστοιχη χωρική κατανομή για το γεωλογικό υπόβαθρο στην περιοχή μελέτης (επιφάνεια που παρουσιάζει κυρίως γεωλογικό ενδιαφέρον) απεικονίζεται στο Σχήμα 5.34. Σημειώνεται ότι τα βάθη των επιφανειών του σεισμικού και γεωλογικού υποβάθρου βρίσκονται μέσα στα όρια της διακριτικής ικανότητας της συνδυαστικής αντιστροφής, οπότε τα χαρακτηριστικά τους μπορεί να θεωρηθεί ότι εξάγονται με αξιοπιστία.

5.4.3 Τομές του γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους κατά μήκος επιλεγμένων διευθύνσεων

Η κατασκευή τομών του 3D γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους κατά μήκος επιλεγμένων διευθύνσεων, εξυπηρετεί στην κατανόηση της γεωμετρίας των σχηματισμών της εδαφικής δομής στην περιοχή μελέτης. Η βύθιση του σεισμικού και γεωλογικού υποβάθρου κάτω από τα οριζόντια, μικρού πάχους, επιφανειακά ιζηματογενή στρώματα, καθώς και οι μεταβολές των



Σχήμα 5.35: Γεωφυσικό μοντέλο δομής του υπεδάφους κατά μήκος τομής ΝΔ-ΒΑ διεύθυνσης στην περιοχή μελέτης (Σχήμα 5.20).

πραγματικών κλίσεων αυτών των σχηματισμών παρατηρούνται με μεγαλύτερη λεπτομέρεια. Για αυτό το λόγο, και σε αντιστοιχία με την ανεξάρτητη 1D αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων, κατασκευάστηκε μία τομή του 3D γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους κατά μήκος NΔ-BA διεύθυνσης.

Ο υπολογισμός του βάθους κάθε επιφάνειας ασυνέχειας της εδαφικής δομής κατά μήκος της N∆-BA τομής στην περιοχή μελέτης, πραγματοποιήθηκε με την προσέγγιση που χρησιμοποιήθηκε στην ανεξάρτητη 1D αντιστροφή (§5.3.3 και Σχήμα 5.20). Σύμφωνα με τη συγκεκριμένη προσέγγιση, τα βάθη των επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής περιλαμβάνουν και την επίδραση της 3D γεωμετρίας των σχηματισμών του υπεδάφους, καθώς και μία εκτίμηση του σφάλματος προσδιορισμού του βάθους κάθε ασυνέχειας.

Η ΝΔ-ΒΑ τομή του 3D γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους που προκύπτει από τη συνδυαστική αντιστροφή τοπικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* απεικονίζεται στο Σχήμα 5.35. Στο ίδιο σχήμα έχει χαρτογραφηθεί με σκίαση η περιοχή της εδαφικής δομής για την οποία η διακριτική ικανότητα της αντιστροφής είναι πολύ χαμηλή. Ο προσδιορισμός του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας σε αυτή την περιοχή χαρακτηρίζεται από μειωμένη αξιοπιστία, οπότε η ερμηνεία των αποτελεσμάτων πρέπει να γίνεται με ιδιαίτερη προσοχή. Από το Σχήμα 5.35 παρατηρούμε το πολύ μικρό πάχος των επιφανειακών σχηματισμών **A** και **B**, οι οποίοι ακολουθούν το ομαλό μορφολογικό ανάγλυφο της επιφάνειας του εδάφους. Οι βαθύτεροι ιζηματογενείς σχηματισμοί **E** και **F** παρουσιάζουν μία εμφανή κλίση προς τα ΝΔ με σημαντική αύξηση του πάχους τους. Η επιφάνεια που διαχωρίζει το γεωλογικό υπόβαθρο σε δύο μέρη (**G1/G**), βυθίζεται απότομα προς τα ΝΔ, αλλά η αξιόπιστη περιοχή προσδιορισμού του βάθους της περιορίζεται στο ΒΑ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος.

5.5 Σύγκριση των Αποτελεσμάτων της Ανεξάρτητης και της Συνδυαστικής 1D Αντιστροφής Δεδομένων

Στην παρούσα παράγραφο πραγματοποιείται συγκριτική αξιολόγηση των αποτελεσμάτων της ανεξάρτητης και συνδυαστικής 1D αντιστροφής δεδομένων με τη χρήση του αλγόριθμου γειτνίασης στην περιοχή μελέτης. Υπενθυμίζεται ότι η ανεξάρτητη αντιστροφή εφαρμόστηκε αποκλειστικά σε καμπύλες σκέδασης επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, ενώ η συνδυαστική αντιστροφή σε καμπύλες σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, καθώς και σε καμπύλες σκέδασης και καμπύλες HVSR εδαφικού θορύβου. Με αυτό τον τρόπο δημιουργήθηκαν τρεις ομάδες δεδομένων που παρήγαγαν τρία διαφορετικά 1D γεωφυσικά μοντέλα του υπεδάφους για κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης. Η σύγκριση των γεωφυσικών αυτών μοντέλων του υπεδάφους για τους κόμβους της κεντρικής διαγωνίου του τομογραφικού πλέγματος σε ΝΔ-BA διεύθυνση παρουσιάζεται στο Σχήμα 5.36. Σημειώνεται ότι όλα τα 1D γεωφυσικά μοντέλα που παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.36 προκύπτουν από τον υπολογισμό του μέσου όρου ενός συνόλου παραγόμενων θεωρητικών γεωφυσικών μοντέλων του αλγόριθμου γειτνίασης, στα οποία η τιμή της συνάρτησης σφάλματος βρισκόταν μέσα σε προκαθορισμένα αριθμητικά όρια.

Από το Σχήμα 5.36 παρατηρούμε ότι για τους κόμβους του ΝΔ τμήματος του τομογραφικού πλέγματος (κόμβοι με καρτεσιανές συντεταγμένες 200-200,



Σχήμα 5.36: Σύγκριση των γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους για τους κόμβους της κεντρικής διαγωνίου του τομογραφικού πλέγματος σε ΝΔ-ΒΑ διεύθυνση στην περιοχή μελέτης. Τα αποτελέσματα που παρουσιάζονται προέκυψαν από την ανεξάρτητη 1D αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης (GSDC), καθώς και από τη συνδυαστική αντιστροφή τους με τις καμπύλες ελλειπτικότητας (Ellipticity) επιφανειακών κυμάτων Rayleigh και τις καμπύλες HVSR του εδαφικού θορύβου.

300-300 και 400-400), τα βάθη των στρωμάτων **A**, **B** και **E**, καθώς και η κατανομή της V_s, είναι παρόμοια και στις τρεις περιπτώσεις της 1D αντιστροφής δεδομένων. Σημαντικές διαφορές μεταξύ των γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους εντοπίζονται στις βαθύτερες επιφάνειες ασυνέχειας **F** και **G1**. Συγκεκριμένα, στα γεωφυσικά μοντέλα που παράγονται από τη συνδυαστική 1D αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* με τις καμπύλες *HVSR* του εδαφικού θορύβου, η εκτίμηση του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας **F** και **G1**.

κόμβο 200-200, μικρές διαφορές εντοπίζονται και στην κατανομή της V_s , αλλά κυρίως σε βάθη που η διακριτική ικανότητα των αντιστροφών είναι πολύ χαμηλή και τα αποτελέσματα λιγότερο αξιόπιστα. Πολύ καλή σύμπτωση των γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους παρατηρείται και στο ΒΑ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος. Πιο αναλυτικά, στη μεταβατική ζώνη (κόμβος 500-500) οι αποκλίσεις παρατηρούνται στην κατανομή της V_s μέσα στα στρώματα του γεωλογικού υποβάθρου και κυρίως στον προσδιορισμό του βάθους της επιφάνειας G1/G, η οποία διαχωρίζει το ανώτερο αποσαθρωμένο τμήμα του (G1) από το κατώτερο ομοιογενές (G). Εξαιρετική ταύτιση των γεωφυσικών υπεδάφους παρατηρείται μοντέλων του στον κόμβο 600-600, uε διαφοροποιήσεις που εντοπίζονται μόνο στην τιμή της V_s του ημιχώρου. Στην περιοχή της επιφανειακής εμφάνισης του γεωλογικού υποβάθρου (κόμβος 700-700), ο προσδιορισμός του βάθους του ημιχώρου από τη συνδυαστική 1D αντιστροφή δεδομένων πραγματοποιείται σε μεγαλύτερα βάθη, με τιμές της V_s που εμφανίζουν μικρές διακυμάνσεις.

Εκτός από τη σύγκριση των 1D γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους σε επιλεγμένους κόμβους του τομογραφικού πλέγματος, πραγματοποιήθηκε και σύγκριση τομών της εδαφικής δομής κατά μήκος ΝΔ-ΒΑ διεύθυνσης. Ο τρόπος υπολογισμού του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας κατά μήκος της τομής, περιγράφεται αναλυτικά στην υπό-παράγραφο §5.3.3 και στο Σχήμα 5.20. Οι επιφάνειες ασυνέχειας της εδαφικής δομής παρουσιάζονται σε διαφορετικά διαγράμματα στο Σχήμα 5.37. Υπενθυμίζεται ότι κάθε καμπύλη αντιστοιχεί στο βάθος του κάτω ορίου (ασυνέχειας) του συγκεκριμένου στρώματος που περιγράφει.

Από το Σχήμα 5.37 παρατηρούμε τη διαφοροποίηση των γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους στο πάχος των επιφανειακών σχηματισμών **A** και **B**. Στη συνδυαστική αντιστροφή δεδομένων τα πάχη των δύο αυτών επιφανειακών σχηματισμών είναι σημαντικά μεγαλύτερα. Ειδικότερα, καθώς κινούμαστε προς το BA τμήμα του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης, η διαφορά του πάχους μεταξύ των δύο αυτών σχηματισμών διπλασιάζεται. Αντιθέτως, ο προσδιορισμός της επιφάνειας **E**, η οποία καθορίζει το ανώτερο όριο του σεισμικού υποβάθρου στην περιοχή μελέτης, ταυτίζεται στην ανεξάρτητη και συνδυαστική αντιστροφή δεδομένων. Η ταύτιση των αποτελεσμάτων για τη συγκεκριμένη επιφάνεια φανερώνει ότι η αντιστροφή δεδομένων δεν επηρεάζεται από την επιλογή ανεξάρτητης ή συνδυαστικής διαδικασίας και προσφέρει τη δυνατότητα αξιόπιστου εντοπισμού της γεωμετρίας του στρώματος της εδαφικής δομής. Η διακριτική



Σχήμα 5.37: Σύγκριση των επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής κατά μήκος τομής ΝΔ-BA διεύθυνσης στην περιοχή μελέτης. Τα αποτελέσματα που παρουσιάζονται προέκυψαν από την ανεξάρτητη 1D αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης (GSDC), καθώς και τη συνδυαστική αντιστροφή τους με τις καμπύλες ελλειπτικότητας (Ellipticity) των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh και των καμπύλων HVSR του εδαφικού θορύβου.

ικανότητα της αντιστροφής για αυτό το βάθος είναι υψηλή και η αναγνώριση επιφανειών που διαχωρίζουν γεωλογικούς σχηματισμούς με σημαντικές αντιθέσεις στις φυσικές και μηχανικές τους ιδιότητες πραγματοποιείται με ακρίβεια. Επομένως, η χωρική κατανομή του βάθους του σεισμικού υποβάθρου στην περιοχή μελέτης, η οποία αντιστοιχεί στην επιφάνεια με το μεγαλύτερο γεωτεχνικό ενδιαφέρον, εξάγεται με αξιοπιστία και επαρκή λεπτομέρεια και από τις δύο προσεγγίσεις αντιστροφής δεδομένων. Το γεγονός αυτό αποτελεί μία από τις σημαντικότερες δυνατότητες εφαρμογής της μεθόδου εδαφικού θορύβου που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διδακτορική διατριβή, αφού από πολύ εύκολες και χαμηλού κόστους μετρήσεις στην επιφάνεια της Γης καταλήγουμε σε ολοκληρωμένα και αξιόπιστα 3D γεωφυσικά μοντέλα του υπεδάφους.

Συνεχίζοντας την περιγραφή του Σχήματος 5.37, παρατηρούμε ότι η εκτίμηση του βάθους του γεωλογικού υποβάθρου (επιφάνεια F) είναι παρόμοια στην ανεξάρτητη αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης και τη συνδυαστική τους αντιστροφή με τις καμπύλες ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, αλλά εμφανίζονται σημαντικές διαφορές όταν στη συνδυαστική αντιστροφή χρησιμοποιούνται καμπύλες HVSR εδαφικού θορύβου. Η χρήση των καμπύλων HVSR παράγει γεωφυσικά μοντέλα του υπεδάφους στα οποία το γεωλογικό υπόβαθρο υπολογίζεται σε μικρότερα βάθη, κυρίως στο κεντρικό και ΝΔ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος. Η επιφάνεια G1/G που διαχωρίζει τη δομή του γεωλογικού υποβάθρου σε ένα αποσαθρωμένο επιφανειακότερο τμήμα και σε ένα κατώτερο πιο υγιές και ομοιογενές, εμφανίζει μία παρόμοια και απότομη κλίση σε όλες τις περιπτώσεις αντιστροφής δεδομένων. Ωστόσο, η περιοχή του γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους στην οποία παρατηρείται σύγκλιση των αποτελεσμάτων χαρακτηρίζεται από την περιορισμένη διακριτική ικανότητα της αντιστροφής και ως εκ τούτου τα αποτελέσματα δεν θεωρούνται αξιόπιστα.

Ανακεφαλαιώνοντας, τα βασικά συμπεράσματα της σύγκρισης των αποτελεσμάτων της ανεξάρτητης και συνδυαστικής 1D αντιστροφής δεδομένων, λαμβάνοντας υπόψη και τις παραγράφους §5.3 και §5.4, συνοψίζονται στα παρακάτω:

 Η γεωφυσική δομή του υπεδάφους που προκύπτει σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος και για τις τρεις περιπτώσεις ερμηνείας και αντιστροφής είναι συγκρίσιμη, με μικρές διαφορές.

Η συνδυαστική αντιστροφή δεδομένων προσφέρει μεγαλύτερη διακριτική ικανότητα στα επιφανειακά στρώματα της εδαφικής δομής. Το βάθος των επιφανειακών στρωμάτων **A** και **B** είναι μεγαλύτερο, αλλά οι επιφάνειες ασυνέχειας είναι πιο ομαλές και παρουσιάζουν καλύτερη χωρική συνάφεια στην περιοχή μελέτης.

- Εντοπίζεται μεγαλύτερη διασπορά στα θεωρητικά γεωφυσικά μοντέλα του υπεδάφους που προκύπτουν από τη συνδυαστική 1D αντιστροφή δεδομένων.
- Οι τιμές της συνάρτησης σφάλματος στη συνδυαστική 1D αντιστροφή δεδομένων είναι μεγαλύτερες σε απόλυτη τιμή. Το γεγονός αυτό συνδέεται με τη χρήση δύο διαφορετικών ειδών δεδομένων και την προσπάθεια προσαρμογής σε αυτά ενός κοινού θεωρητικού γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους.
- Στα βάθη όπου η διακριτική ικανότητα της 1D αντιστροφής δεδομένων είναι υψηλή, οι επιφάνειες ασυνέχειας της εδαφικής δομής ταυτίζονται, χωρίς να επηρεάζονται τα αποτελέσματα από την επιλογή της ανεξάρτητης ή της συνδυαστικής διαδικασίας αντιστροφής.

Με βάση όλα τα παραπάνω, στην επόμενη παράγραφο παρουσιάζεται το τελικά προτεινόμενο 3D γεωφυσικό μοντέλο δομής του υπεδάφους για την περιοχή μελέτης.

5.6 Προτεινόμενο Τρισδιάστατο (3D) Γεωφυσικό Μοντέλο Δομής του Υπεδάφους για την Περιοχή Μελέτης

Η επιλογή του 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους για την περιοχή μελέτης πραγματοποιήθηκε με βάση τα αποτελέσματα της ανεξάρτητης και συνδυαστικής 1D αντιστροφής δεδομένων, καθώς και τη συγκριτική αξιολόγηση τους. Αν και η 3D γεωφυσική δομή του υπεδάφους που προκύπτει είναι συγκρίσιμη, με τα βασικά χαρακτηριστικά της εδαφικής δομής να αναγνωρίζονται και στις δύο περιπτώσεις, η συνδυαστική αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* παρουσιάζει κάποια πλεονεκτήματα: **a**) τα θεωρητικά γεωφυσικά μοντέλα του υπεδάφους που προκύπτουν από τη



Σχήμα 5.38: Χωρική κατανομή του απόλυτου υψομέτρου των επιφανειών ασυνέχειας του προτεινόμενου 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους για την περιοχή μελέτης. Το τοπογραφικό ανάγλυφο της περιοχής μελέτης παρουσιάζεται στον πάνω αριστερό χάρτη του σχήματος, με χρωματική κλίμακα του γκρι.



Σχήμα 5.39: 3D απεικόνιση των επιφανειών ασυνέχειας του προτεινόμενου γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους για την περιοχή μελέτης. Στον πάνω αριστερό χάρτη του σχήματος παρουσιάζεται το σύνολο των στρωμάτων της εδαφικής δομής, μαζί με μία δορυφορική εικόνα του πολεοδομικού συγκροτήματος της περιοχής μελέτης. Η πορτοκαλί διακεκομμένη καμπύλη αντιστοιχεί στο επιφανειακό ίχνος της επαφής των πετρωμάτων του γεωλογικού υποβάθρου με τους πρόσφατους ιζηματογενείς σχηματισμούς. Σε όλους τους υπόλοιπους χάρτες του σχήματος απεικονίζεται μία επιφάνεια ασυνέχειας ξεχωριστά. Η χρωματική κλίμακα, καθώς και οι ισοσταθμικές καμπύλες (contours) σε κάθε επιφάνεια ασυνέχειας βρίσκονται σε αντιστοιχία με το Σχήμα 5.38.



Σχήμα 5.40: Παράλληλες τομές του προτεινόμενου 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους κατά μήκος ΝΔ-BA διευθύνσεων στην περιοχή μελέτης.

διαδικασία της συνδυαστικής αντιστροφής, περιγράφουν ισοδύναμα δύο διαφορετικά είδη δεδομένων. Το γεγονός αυτό αυξάνει τις πιθανότητες προσέγγισης της πραγματικής εδαφικής δομής, αφού οι διαθέσιμες γεωφυσικές πληροφορίες για το υπεδάφους εμπλουτίζονται από διαφορετικές πηγές. Επιπλέον, η διακριτική ικανότητα της αντιστροφής βελτιώνεται σημαντικά, ιδιαίτερα στα επιφανειακά στρώματα. β) οι επιφάνειες ασυνέχειας που προκύπτουν από τη συνδυαστική αντιστροφή δεδομένων είναι πιο ομαλές χωρικά.

Για τους παραπάνω λόγους, το προτεινόμενο 3D γεωφυσικό μοντέλο δομής του υπεδάφους για την περιοχή μελέτης αντιστοιχεί στη συνδυαστική αντιστροφή τοπικών καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh*. Η τοπογραφία (απόλυτα υψόμετρα) της περιοχής μελέτης, καθώς και η χωρική κατανομή των επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής παρουσιάζονται στους χάρτες του Σχήματος 5.38. Σε κάθε επιφάνεια του Σχήματος 5.38 έχει εφαρμοστεί χωρική παρεμβολή και εξομάλυνση στα διακριτά δεδομένα του τομογραφικού πλέγματος και η κατανομή του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας σε σχέση με το τοπογραφικό ανάγλυφο του εδάφους παρουσιάζεται με τη μορφή ισοσταθμικών καμπύλων (*Contours*). Η αντίστοιχη 3D απεικόνιση των επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής παρουσιάζεται στο Σχήμα 5.39. Τέλος, στο Σχήμα 5.40 σχεδιάστηκαν τρεις παράλληλες ενδεικτικές τομές του 3D γεωφυσικού μοντέλου του υπεδάφους κατά μήκος ΝΔ-ΒΑ διεύθυνσης.

Από τα Σχήματα 5.38, 5.39 και 5.40 παρατηρούμε ότι οι ασυνέχειες Ε (σεισμικό υπόβαθρο), F (γεωλογικό υπόβαθρο) και G1 (διαχωρισμός αποσαρθρωμένου και υγιούς υποβάθρου) παρουσιάζουν σημαντική κλίση προς τα ΝΔ της περιοχής μελέτης. Οι έντονες κλίσεις των επιφανειών ασυνέχειας συνήθως συνδέονται με τη δράση ρηγμάτων που μετατοπίζουν απότομα τους σχηματισμούς της εδαφικής δομής σε βαθύτερους ορίζοντες. Για την ανάδειξη της ύπαρξης ρηγμάτων στη δομή του υπεδάφους, υπολογίστηκε η κλίση όλων των επιφανειών ασυνέχειας του προτεινόμενου 3D γεωφυσικού μοντέλου στην περιοχή μελέτης. Τα αποτελέσματα αυτού του υπολογισμού παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.41.

Από το Σχήμα 5.41 και ξεκινώντας από τη βαθύτερη επιφάνεια ασυνέχειας μέσα στο γεωλογικό υπόβαθρο (G1), παρατηρούμε ότι η χωρική κατανομή των μέγιστων τιμών της κλίσης αυτής της επιφάνειας (40° με 50°) εντοπίζεται σε μία στενή ζώνη με μία κύρια BBΔ-NA ανάπτυξη στην περιοχή μελέτης. Η ζώνη αυτή οριοθετεί συγχρόνως και το ίχνος του πιθανού



Σχήμα 5.41: Χωρική κατανομή των κλίσεων για κάθε επιφάνεια ασυνέχειας του προτεινόμενου 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης. Με μπλε διακεκομμένες καμπύλες απεικονίζεται το ίχνος των κύριων πιθανών ρηγμάτων, ενώ με κόκκινες διακεκομμένες καμπύλες οι δευτερεύοντες κλάδοι της ρηξιγενούς ζώνης. Με μαύρη διακεκομμένη καμπύλη σημειώνεται η επαφή των πρόσφατων ιζηματογενών σχηματισμών με τα πετρώματα του γεωλογικού υποβάθρου στην επιφάνεια του εδάφους. Ο χάρτης στο πάνω αριστερό τμήμα του σχήματος αντιστοιχεί στην τοπογραφία (απόλυτα υψόμετρα) της περιοχής μελέτης.

ρήγματος στη συγκεκριμένη επιφάνεια ασυνέχειας του υπεδάφους. Ενδιαφέρον παρουσιάζει το γεγονός ότι το ίχνος αυτού του πιθανού ρήγματος (σημειώνεται με μπλε διακεκομμένη καμπύλη στο χάρτη G1 του σχήματος 5.41) εμφανίζει παρόμοια γεωμετρία με το ίχνος της επαφής των πετρωμάτων του γεωλογικού υποβάθρου με τους πρόσφατους ιζηματογενείς σχηματισμούς στη επιφάνεια του εδάφους (μαύρη διακεκομμένη καμπύλη στον ίδιο χάρτη). Η παρατήρηση αυτή αποτελεί μία ένδειξη για τη συνέχεια της επιφάνειας ασυνέχειας των γεωλογικών αυτών σχηματισμών σε βαθύτερους ορίζοντες. Επιπλέον, το ίχνος του πιθανού ρήγματος εντοπίζεται σε μία πιο ΝΔ θέση, προς το εσωτερικό της ιζηματογενούς λεκάνης στην περιοχή μελέτης, το οποίο φανερώνει και τη μικρή σχετικά διεύθυνση κλίσης της επιφάνειας ασυνέχειας G1 προς τα ΝΔ.

Στην αμέσως υπερκείμενη επιφάνεια που διαχωρίζει το σύνολο των ιζηματογενών σχηματισμών με τα πετρώματα του γεωλογικού υποβάθρου (επιφάνεια ασυνέχειας F), η χωρική κατανομή των μέγιστων τιμών της κλίσης εντοπίζεται σε δύο διαφορετικές ζώνες. Η πρώτη ζώνη παρουσιάζει παρόμοιο προσανατολισμό, χωρική έκταση και γεωμετρία με την αντίστοιχη ζώνη της επιφάνειας ασυνέχειας G1, εμφανίζοντας την ίδια χαρακτηριστική σιγμοειδή μορφή (το ίχνος του πιθανού ρήγματος σημειώνεται με μπλε διακεκομμένη καμπύλη στο χάρτη F του σχήματος 5.41). Οι μέγιστες τιμές της κλίσης της επιφάνειας F σε αυτή τη ζώνη κυμαίνονται από 20° έως 35°. Η δεύτερη ζώνη είναι παράλληλη της πρώτης και αναπτύσσεται προς τα ΝΔ της περιοχής μελέτης (το ίχνος του πιθανού ρήγματος σημειώνεται με κόκκινη διακεκομμένη καμπύλη στον ίδιο χάρτη). Οι μέγιστες κλίσεις είναι μικρότερες αλλά σημαντικές, με τιμές που προσεγγίζουν τις 20°. Η δεύτερη αυτή ζώνη πιθανόν αντιστοιχεί σε ένα δευτερεύον κλάδο της ρηξιγενούς ζώνης που επηρέασε τους ιζηματογενείς σχηματισμούς του υπεδάφους κοντά στην επαφή με το γεωλογικό υπόβαθρο. Η εμφάνιση δεύτερων παράλληλων ή υποπαράλληλων κλάδων μίας κύριας διάρρηξης σε μία ρηξιγενή ζώνη είναι τυπική στις περιπτώσεις των ιζηματογενών λεκανών. Με τη δημιουργία των δεύτερων αυτών κλάδων η διάρρηξη των σχηματισμών φαίνεται σαν να "περπατάει" προς το εσωτερικό της ιζηματογενούς λεκάνης.

Η γεωμετρία με τους δύο κλάδους που παρατηρήθηκε στην επιφάνεια ασυνέχειας F συνεχίζεται και στην ανώτερη επιφάνεια ασυνέχειας E, η οποία διαχωρίζει ιζηματογενείς σχηματισμούς με το σεισμικό υπόβαθρο (V_s > 700m/sec) στην περιοχή μελέτης. Οι μέγιστες κλίσεις της επιφάνειας κυμαίνονται μεταξύ 16° και 24° στον πρώτο κλάδο ή ζώνη (το ίχνος του



Σχήμα 5.42: Χαρτογράφηση του ίχνους των πιθανών ρηγμάτων στην περιοχή μελέτης, όπως προέκυψε από τον υπολογισμό των κλίσεων για κάθε επιφάνεια του 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους (βλέπε και Σχήμα 5.41). Με συνεχόμενες πολύχρωμες καμπύλες απεικονίζονται οι κύριοι κλάδοι της πιθανούς ρηξιγενούς ζώνης, ενώ με διακεκομμένες καμπύλες οι δευτερεύοντες κλάδοι. Με μαύρη διακεκομμένη καμπύλη σημειώνεται η επαφή των πρόσφατων ιζηματογενών σχηματισμών με τα πετρώματα του γεωλογικού υποβάθρου στην επιφάνεια του εδάφους. Παρατηρείται η μετακίνηση των ρηξιγενών δομών προς το εσωτερικό της ιζηματογενούς λεκάνης (προς τα ΝΔ), οι οποίοι επηρεάζουν σταδιακά τους νεότερους σχηματισμούς του υπεδάφους.

πιθανού ρήγματος σημειώνεται με μπλε διακεκομμένη καμπύλη στο χάρτη Ε του σχήματος 5.41), ενώ μεταξύ 8° και 12° στο δεύτερο κλάδο ή ζώνη (το ίχνος του πιθανού ρήγματος σημειώνεται με κόκκινη διακεκομμένη καμπύλη στον ίδιο χάρτη). Σε σύγκριση με την επιφάνεια ασυνέχειας F, το συνολικό σύστημα των δύο κλάδων που παρατηρείται στην επιφάνεια ασυνέχειας Ε και το οποίο συγχρόνως οριοθετεί τη θέση των δύο πιθανών ρηγμάτων στην περιοχή μελέτης, εντοπίζεται παράλληλα μετατοπισμένο προς τα ΝΔ, στο εσωτερικό της ιζηματογενούς λεκάνης.

Ο πρώτος κλάδος ή ζώνη της επιφάνειας ασυνέχειας Ε μπορεί να αναγνωριστεί και στην επιφάνεια ασυνέχειας **B**, που διαχωρίζει τους μικρού πάχους ανώτερους ιζηματογενείς σχηματισμούς από τα κατώτερα στρώματα μεγαλύτερου πάχους. Συγκεκριμένα, από τη χωρική κατανομή των κλίσεων της επιφάνειας ασυνέχειας **B** (χάρτης **B** του σχήματος 5.41) παρατηρούμε ότι οι μέγιστες τιμές (6° έως 8°) συγκεντρώνονται σε μία ζώνη που εμφανίζει παρόμοια γεωμετρικά χαρακτηριστικά με τον πρώτο κλάδο της επιφάνειας ασυνέχειας **E**. Αν και οι τιμές της κλίσης της επιφάνειας ασυνέχειας **B** είναι αρκετά ήπιες, είναι δυνατή η διάκριση του αποτυπώματος μίας ρηξιγενούς δράσης (σημειώνεται με μπλε διακεκομμένη καμπύλη στο χάρτη **B** του σχήματος 5.41).

Η επιφάνεια ασυνέχειας **A** του προτεινόμενου γεωφυσικού μοντέλου (χάρτης **A** του σχήματος 5.41) παρουσιάζει μία πολύ ομαλή κλίση σε όλη την έκταση της περιοχής μελέτης, χωρίς την εμφάνιση κάποιων χαρακτηριστικών που θα μπορούσαν να συσχετιστούν με την παρουσία ρηγμάτων. Παρόμοια, είναι και η χωρική κατανομή των κλίσεων της τοπογραφίας (απόλυτων υψομέτρων) στην περιοχή μελέτης (χάρτης στο πάνω αριστερό χάρτη του σχήματος 5.41).

Τα ίχνη των πιθανών ρηγμάτων, όπως προέκυψαν από τον υπολογισμό των κλίσεων για κάθε επιφάνεια ασυνέχειας του προτεινόμενου 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους, χαρτογραφήθηκαν στην περιοχή μελέτης και παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.42. Με αυτό τον τρόπο, είναι πιο εύκολη η συγκριτική αξιολόγηση των πιθανών ρηξιγενών δομών στην περιοχή μελέτης, καθώς και η αναγνώριση της μετακίνησης τους προς το εσωτερικό της λεκάνης (προς τα ΝΔ), επηρεάζοντας σταδιακά τους νεότερους σχηματισμούς του υπεδάφους.





Αξιολόγηση του Προτεινόμενου 3D Γεωφυσικού Μοντέλου Δομής και Σύγκρισή του με Ανεξάρτητα Γεωφυσικά & Γεωτεχνικά Δεδομένα - Συμπεράσματα

Η εφαρμογή της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου οδήγησε στην εκτίμηση ενός νέου τρισδιάστατου (3D) γεωφυσικού μοντέλου δομής για τμήμα του πολεοδομικού συγκροτήματος της Θεσσαλονίκης (ευρύτερη περιοχή του Α.Π.Θ.). Η πιο συνηθισμένη διαδικασία που ακολουθείται στην τελευταία φάση επεξεργασίας των δεδομένων αυτής της μεθόδου αντιστοιχεί στην 1D αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στις θέσεις των κόμβων του προκαθορισμένου τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή έρευνας. Στην παρούσα διδακτορική διατριβή, η τελευταία φάση επεξεργασίας των δεδομένων περιλάμβανε τη συνδυαστική 1D αντιστροφή τοπικών καμπύλων σκέδασης και καμπύλων ελλειπτικότητας επιφανειακών κυμάτων Rayleigh. Η συγκεκριμένη επιλογή βασίστηκε στο γεγονός ότι τα γεωφυσικά προσομοιώματα του υπεδάφους που προέκυψαν παρουσιάζουν βελτιωμένη χωρική συνάφεια, καθώς και αυξημένη διακριτική ικανότητα, ιδίως στα βαθύτερα στρώματα της γεωφυσικής δομής, αλλά και στα πολύ επιφανειακά. Για τον έλεγχο της αξιοπιστίας των αποτελεσμάτων της μεθοδολογίας που εφαρμόστηκε κρίθηκε σκόπιμη η αξιολόγηση των αποτελεσμάτων, καθώς και η σύγκρισή τους με τις διαθέσιμες γεωφυσικές και γεωτεχνικές πληροφορίες στην περιοχή μελέτης.

Στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζεται η αξιολόγηση και σύγκριση του προτεινόμενου 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής με ένα σύνολο διαθέσιμων πειραματικών μετρήσεων και αποτελεσμάτων (Σχήμα 6.1). Αρχικά, συγκρίνονται οι συνθετικές καμπύλες ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, καθώς και οι συνθετικές καμπύλες της συνάρτησης μεταφοράς των οριζόντια πολωμένων εγκαρσίων ελαστικών κυμάτων (SH Transfer Function) με τις πειραματικές καμπύλες HVSR σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος. Οι συνθετικές καμπύλες ελλειπτικότητας και SH προέκυψαν από την επίλυση του ευθέος προβλήματος με τη χρήση των αλγόριθμων gpell και gpsh του λογισμικού πακέτου GEOPSY (Wathelet 2005), αντίστοιχα,



Σχήμα 6.1: Διαθέσιμα ανεξάρτητα γεωφυσικά δεδομένα στην περιοχή μελέτης. Με καφέ κύκλους απεικονίζονται οι θέσεις των μετρήσεων Down-Hole μέσα σε γεωτρήσεις, ενώ με κόκκινους κύκλους οι μετρήσεις εδαφικού θορύβου με τη χρήση μονού σταθμού καταγραφής. Η μπλε γραμμή αντιστοιχεί σε ένα δισδιάστατο προφίλ εφαρμογής της μεθόδου τομογραφίας ηλεκτρικής αντίστασης (ERT), οι πράσινες γραμμές σε εφαρμογές της μεθόδου πολυκαναλικής ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων (MASW), ενώ με μαύρη γραμμή παρουσιάζεται η τομή σύγκρισης του προτεινόμενου 3D γεωφυσικού μοντέλου με το διαθέσιμο γεωτεχνικό μοντέλο (Anastasiadis et al. 2001). Στο σχήμα έχουν χαρτογραφηθεί τα κελιά του τομογραφικού πλέγματος (λευκά τετράγωνα), τα οποία οριοθετούν την περιοχή μελέτης.

υιοθετώντας τη γεωφυσική δομή του προτεινόμενου 3D μοντέλου στην εκάστοτε θέση, ενώ οι πειραματικές καμπύλες HVSR εδαφικού θορύβου ανακατασκευάστηκαν σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος με την εφαρμογή γραμμικής παρεμβολής, όπως έχει ήδη περιγραφεί. Στη συνέχεια, η γεωφυσική δομή του προτεινόμενου 3D μοντέλου συγκρίνεται με 1D εδαφικά προφίλ της V_s σε τέσσερις (4) θέσεις γεωτρήσεων για τις οποίες ήταν διαθέσιμα από μετρήσεις *Down-Hole*, καθώς και κατά μήκος επιλεγμένων 2D τομών του υπεδάφους, οι οποίες προέκυψαν από τη μέτρηση τριών διαφορετικών ειδών γεωφυσικών δεδομένων. Ειδικότερα, οι μετρήσεις αυτές αφορούν: **a**) μετρήσεις εδαφικού θορύβου με τη χρήση μονού σταθμού καταγραφής (μέθοδος HVSR) για την εκτίμηση του βάθους του υποβάθρου από την τιμή της f_0 , β) τη μέτρηση της κατανομής της ηλεκτρικής αντίστασης στο υπέδαφος (μέθοδος *ERT*) για την ανίχνευση της γεωμετρίας του υποβάθρου και, γ) ενεργητικές γεωφυσικές μετρήσεις (μέθοδος *MASW*) για την εκτίμηση της
κατανομής της V_s στα πολύ επιφανειακά στρώματα της εδαφικής δομής. Τέλος, αναφέρονται τα βασικά συμπεράσματα στα οποία κατέληξε η παρούσα διδακτορική διατριβή, που αφορούν στην εφαρμογή της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου για την εκτίμηση 3D γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους, με έμφαση στους περιορισμούς αλλά και τις δυνατότητες που εμφανίζουν σε αστικό περιβάλλον.

Ψηφιακή συλλογή

6.1 Συγκρίσεις Πειραματικών Δεδομένων με Συνθετικά Αποτελέσματα του Προτεινόμενου 3D Γεωφυσικού Μοντέλου Δομής

Το προτεινόμενο 3D γεωφυσικό μοντέλο για την περιοχή μελέτης χρησιμοποιήθηκε ως βάση για την παραγωγή συνθετικών καμπύλων ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, καθώς και συνθετικών καμπύλων που εκφράζουν τη συνάρτηση μεταφοράς των οριζόντια πολωμένων εγκαρσίων (SH) ελαστικών κυμάτων σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος. Η χαρτογράφηση τους στην περιοχή μελέτης παρουσιάζεται σε μία σειρά από σχήματα. Ειδικότερα, στο Σχήμα 6.2 απεικονίζεται η σύγκριση μεταξύ των πειραματικών καμπύλων HVSR και των αντίστοιχων πειραματικών καμπυλών ελλειπτικότητας όπως αυτές προέκυψαν από την επεξεργασία καταγραφών εδαφικού θορύβου, με τις συνθετικές καμπύλες ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh. Παράλληλα, στο Σχήμα 6.3 απεικονίζεται η σύγκριση των πειραματικών καμπύλων HVSR με τις συνθετικές καμπύλες SH. Μία ενδεικτική σύγκριση του συνόλου των αντίστοιχων πειραματικών και συνθετικών καμπύλων για τους κόμβους τις κεντρικής διαγωνίου του τομογραφικού πλέγματος παρουσιάζεται στο Σχήμα 6.4.

Από το Σχήμα 6.2 παρατηρούμε ότι οι συνθετικές καμπύλες ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* βρίσκονται σε καλή συμφωνία με τις πειραματικές, στο ΝΔ και ΒΑ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος. Αντίθετα, στο κεντρικό του τμήμα (μεταβατική ζώνη) οι συνθετικές καμπύλες ελλειπτικότητας εμφανίζουν μία σχεδόν επίπεδη μορφή, με σταθερό πλάτος, χωρίς κανένα αξιοσημείωτο τοπικό μέγιστο. Ο λόγος αυτής της αστοχίας στη σύμπτωση μεταξύ πειραματικών και συνθετικών καμπύλων ελλειπτικότητας στη μεταβατική ζώνη της περιοχής μελέτης μπορεί να αποδοθεί στην τοπική γεωλογική/τεκτονική δομή του υπεδάφους. Η



Σχήμα 6.2: Τοπικές πειραματικές καμπόλες HVSR (μαύρο χρώμα), πειραματικές (μπλε χρώμα) και συνθετικές (κόκκινο χρώμα) καμπόλες ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης. Οι πειραματικές καμπόλες προέκυψαν από την επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου, ενώ η παραγωγή των συνθετικών καμπόλων πραγματοποιήθηκε με τη χρήση του προτεινόμενου γεωφυσικού μοντέλου δομής σε κάθε κόμβο. Η διακεκομμένη γραμμή αντιστοιχεί στο επιφανειακό ίχνος της επαφής του γεωλογικού υποβάθρου με τους πρόσφατους ιζηματογενείς σχηματισμούς.

μορφή των πειραματικών καμπύλων σε αυτή τη ζώνη επηρεάζεται από την κλίση των στρωμάτων της εδαφικής δομής, η οποία αναμένεται να είναι έντονη με βάση το τελικό γεωφυσικό μοντέλο. Όμως, στη διαδικασία της 1D αντιστροφής τους για την παραγωγή των τοπικών γεωφυσικών προφίλ η δισδιάστατη γεωμετρία (π.χ. κλίση των στρωμάτων του υπεδάφους) δεν λαμβάνεται υπόψη. Το αποτέλεσμα είναι ότι οι συνθετικές καμπύλες ελλειπτικότητας που προκύπτουν από τα συγκεκριμένα τοπικά 1D γεωφυσικά μοντέλα δομής να μην προσεγγίζουν τις αντίστοιχες πειραματικές. Η παραπάνω αστοχία είναι εμφανής και στα διαγράμματα του Σχήματος 6.4,



Σχήμα 6.3: Τοπικές πειραματικές καμπύλες HVSR (μαόρο χρώμα) και συνθετικές καμπύλες της συνάρτησης μεταφοράς των οριζόντια πολωμένων εγκαρσίων (SH) ελαστικών κυμάτων (πράσινο χρώμα) σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης. Οι πειραματικές καμπύλες προέκυψαν από την επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου, ενώ η παραγωγή των συνθετικών καμπύλων πραγματοποιήθηκε με τη χρήση του προτεινόμενου 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής σε κάθε κόμβο. Η διακεκομμένη γραμμή αντιστοιχεί στο επιφανειακό ίχνος της επαφής του γεωλογικού υποβάθρου με τους πρόσφατους ιζηματογενείς σχηματισμούς.

όπου το τοπικό μέγιστο των συνθετικών καμπύλων ελλειπτικότητας στο ΝΔ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος (κόμβοι με τοπικές καρτεσιανές συντεταγμένες 200-200 και 300-300), δεν παρατηρείται στη μεταβατική ζώνη (στους κόμβους 400-400 και 500-500). Στο ΒΑ τμήμα (κόμβοι 600-600 και 700-700), τόσο η πειραματική καμπύλη ελλειπτικότητας, όσο και η συνθετική, δεν εμφανίζουν κανένα αξιοσημείωτο τοπικό μέγιστο, εξαιτίας της παρουσίας του γεωλογικού υποβάθρου σχετικά κοντά στην επιφάνεια του εδάφους.

Διαφορετική συμπεριφορά παρατηρείται στη σύγκριση των πειραματικών καμπύλων HVSR με τις συνθετικές καμπύλες εδαφικής



Σχήμα 6.4: Τοπικές πειραματικές καμπύλες HVSR εδαφικού θορύβου (μαύρο χρώμα), πειραματικές (μπλε χρώμα) και συνθετικές (κόκκινο χρώμα) καμπύλες ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh και συνθετικές καμπύλες των οριζόντια πολωμένων εγκαρσίων (SH) ελαστικών κυμάτων (πράσινο χρώμα) στους κόμβους της κεντρικής διαγωνίου του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης.

απόκρισης (συναρτήσεις μεταφοράς) για τα κύματα SH (Σχήμα 6.3). Σε αυτή την περίπτωση η συμφωνία μεταξύ των πειραματικών και συνθετικών παραμένει ικανοποιητική στο μεγαλύτερο καμπύλων τμήμα του τομογραφικού πλέγματος σε ότι αφορά την πρώτη (θεμελιώδη) συχνότητα ενίσχυσης (fo). Ιδιαίτερο ενδιαφέρον στην παραπάνω σύγκριση παρουσιάζει το γεγονός ότι στις συνθετικές καμπύλες SH παρατηρείται σε αρκετές θέσεις ένα δεύτερο τοπικό μέγιστο (ή και περισσότερα) σε υψηλές συχνότητες, το οποίο δεν σχετίζεται με τη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα (fo) των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών και δεν εμφανίζεται στις καμπύλες HVSR. Το δεύτερο αυτό τοπικό μέγιστο (f1) εντοπίζεται κυρίως στο κεντρικό και ΝΔ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος, όπου το πάχος όλων των ιζηματογενών σχηματισμών είναι αυξημένο. Αντίθετα, στο ΒΑ τμήμα, όπου το γεωλογικό υπόβαθρο είναι πολύ πιο κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, παρατηρείται ένα μόνο τοπικό μέγιστο σε υψηλές συχνότητες, τόσο στις πειραματικές καμπύλες HVSR, όσο και στις συνθετικές καμπύλες SH, που αντιστοιχεί στην θεμελιώδη fo, δηλαδή στην αντίθεση των επιφανειακών ιζημάτων με το γνευσιακό υπόβαθρο. Η μεταβολή των δύο αυτών τοπικών μέγιστων στις



Σχήμα 6.5: Σύγκριση των τιμών της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας (f_0) των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών του υπεδάφους, καθώς και του παράγοντα ενίσχυσης (A_0) της εδαφικής κίνησης, όπως προέκυψαν από τις πειραματικές καμπύλες HVSR εδαφικού θορύβου και τις συνθετικές καμπύλες ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (διαγράμματα a και b, αντίστοιχα), αλλά και των καμπύλων της συνάρτησης μεταφοράς των οριζόντια πολωμένων εγκαρσίων (SH) ελαστικών κυμάτων (διαγράμματα c και d, αντίστοιχα).

συνθετικές συναρτήσεις μεταφοράς SH (f_0 και f_1), καθώς και του ενός μεγίστου που πρακτικά εμφανίζεται στις πειραματικές καμπύλες HVSR (θεμελιώδης συχνότητα) κατά μήκος της κεντρικής διαγωνίου του τομογραφικού πλέγματος παρουσιάζεται πιο αναλυτικά στο Σχήμα 6.4. Η ενίσχυση της εδαφικής κίνησης σε υψηλές συχνότητες στα ιζήματα (3-10Hz) είναι σημαντική και οφείλεται στη δομή των ανώτερων ιζηματογενών σχηματισμών του υπεδάφους (κυρίως σχηματισμοί **B** και **E**). Αντίθετα, οι υψίσυχνες αυτές κορυφές δεν μπορούν να αναγνωριστούν από τις πειραματικές καμπύλες HVSR. Το μοναδικό τοπικό μέγιστο (f_0) που εμφανίζεται στις πειραματικές καμπύλες HVSR μπορεί να συσχετιστεί με την επαφή του συνολικού Κεφάλαιο 6°

"πακέτου" των ιζηματογενών στρωμάτων με τα γνευσιακά πετρώματα του γεωλογικού υποβάθρου.

Η σύγκριση των τιμών της fo των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών, καθώς και του αντίστοιχου μέγιστου πλάτους (Α₀) μεταξύ των πειραματικών καμπύλων HVSR και συνθετικών καμπύλων των ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, καθώς και των συναρτήσεων μεταφοράς SH για κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος, παρουσιάζεται στο Σχήμα 6.5. Στο σχήμα αυτό παρατηρούμε ότι οι τιμές της συχνότητας fo που προκύπτουν από τις συνθετικές καμπύλες ελλειπτικότητας (περίπτωση a) είναι γενικά μικρότερες από τις αντίστοιχες των πειραματικών καμπύλων HVSR για τιμές συχνοτήτων μικρότερες των 4Hz, ενώ βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία για υψηλότερες συχνότητες. Από την άλλη μεριά, οι συνθετικές τιμές του Α₀ είναι συστηματικά μικρότερες από τις καμπύλες HVSR σε όλο το εύρος συχνοτήτων (περίπτωση b), κάτι που αναμένεται αφού τα κύματα Love που συμμετέχουν στον εδαφικό θόρυβο επηρεάζουν μόνο τις οριζόντιες συνιστώσες, αυξάνοντας την τιμή του λόγου HVSR σε σχέση με την πραγματική τιμή της ελλειπτικότητας. Παρόμοια αποτελέσματα για τις τιμές του Α₀ προκύπτουν και από τη σύγκριση των συνθετικών καμπύλων μεταφοράς SH με τις πειραματικές καμπύλες HVSR (περίπτωση d), σε συμφωνία με αντίστοιχες συγκρίσεις των τιμών από μετρήσεις HVSR με πειραματικές τιμές συναρτήσεων μεταφοράς από αναλύσεις SSR (Haghshenas et al. 2008). Πολύ καλύτερη σύγκριση παρουσιάζεται για τις τιμές τις θεμελιώδους συχνότητας, fo, av και σε συχνότητες μεγαλύτερες των 4Hz οι τιμές από τις συνθετικές συναρτήσεις μεταφοράς SH είναι συχνά μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες πειραματικές των καμπυλών HVSR (περίπτωση c).

Η χωρική κατανομή των τιμών της f_0 και του A_0 όπως προέκυψαν από τις πειραματικές καμπύλες HVSR, τις συνθετικές καμπύλες ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh*, καθώς και τις καμπύλες των συνθετικών συναρτήσεων μεταφοράς *SH* στην περιοχή μελέτης, παρουσιάζονται στα Σχήματα 6.6, 6.7 και 6.8, αντίστοιχα. Η κατανομή της f_0 εμφανίζει κοινά χαρακτηριστικά σε ότι αφορά τη χωρική τους κατανομή και στις τρεις περιπτώσεις, με τις υψηλές τιμές (> 6Hz) να συγκεντρώνονται στο BA τμήμα του τομογραφικού πλέγματος, όπως είναι αναμενόμενο σε περιοχές όπου το γεωλογικό υπόβαθρο προσεγγίζει και αναδύεται στην επιφάνεια του εδάφους. Επιπλέον, καθώς κινούμαστε προς τα ΝΔ σε θέσεις που έχουμε αύξηση του πάχους των ιζηματογενών αποθέσεων, οι τιμές της f_0 ελαττώνονται στα 2-3Hz, έχοντας τοπικά ακόμα μικρότερες τιμές. Αντίθετα, η συσχέτιση της κατανομής



Σχήμα 6.6: Χωρική κατανομή της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας (f_0) των επιφανειακών ιζηματογενών οχηματισμών (a), καθώς και του μέγιστου πλάτους (A_0) (b) στην περιοχή μελέτης, όπως προέκυψαν από τις πειραματικές καμπύλες HVSR εδαφικού θορύβου σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος. Η διακεκομμένη γραμμή αντιστοιχεί στο επιφανειακό ίχνος της επαφής του γεωλογικού υποβάθρου με τους πρόσφατους ιζηματογενείς σχηματισμούς.



Σχήμα 6.7: Χωρική κατανομή της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας (f_0) των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών (a), καθώς και του μεγίστου πλάτους (A_0) (b) στην περιοχή μελέτης, όπως προέκυψαν από τις συνθετικές καμπύλες ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος. Η διακεκομμένη γραμμή αντιστοιχεί στο επιφανειακό ίχνος της επαφής του γεωλογικού υποβάθρου με τους πρόσφατους ιζηματογενείς σχηματισμούς.



Σχήμα 6.8: Χωρική κατανομή της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας (**f**₀) των επιφανειακών ιζηματογευών σχηματισμών (**a**), καθώς και του παράγοντα ενίσχυσης (**A**₀) της εδαφικής κίνησης (**b**) στην περιοχή μελέτης, όπως προέκυψαν από τις συνθετικές καμπύλες της συνάρτησης μεταφοράς των οριζόντια πολωμένων εγκαρσίων (SH) ελαστικών κυμάτων σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος. Η διακεκομμένη γραμμή αντιστοιχεί στο επιφανειακό ίχνος της επαφής του γεωλογικού υποβάθρου με τους πρόσφατους ιζηματογενείς σχηματισμούς.

Κεφάλαιο 6°

των τιμών του μέγιστου πλάτους, A_{θ} , δεν είναι απόλυτα εμφανής. Μία κοινή περιοχή ενίσχυσης της εδαφικής κίνησης και στις τρεις περιπτώσεις εντοπίζεται στο ΝΔ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος με τιμές του $A_{\theta} > 3$. Ωστόσο, οι κατανομές που παρουσιάζουν τις σημαντικότερες ομοιότητες μεταξύ τους είναι αυτές που προκύπτουν από τις πειραματικές καμπύλες *HVSR* (Σχήμα 6.6b) και τις συνθετικές συναρτήσεις μεταφοράς *SH* (Σχήμα 6.8b). Συγκεκριμένα, στις δύο αυτές περιπτώσεις εμφανίζονται κοινές περιοχές με σχετικά υψηλές τιμές ενίσχυσης της εδαφικής κίνησης, οι οποίες εντοπίζονται στο B-BΔ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος, καθώς και στα NA, με τιμές $A_{\theta} > 3.5$.

Όπως έχει αναφερθεί και σε προηγούμενα κεφάλαια, η τιμή του A₀ που προκύπτει από τις καμπύλες HVSR αποτελεί πρακτικά την εκτίμηση ενός κατώτερου ορίου της μέγιστης ενίσχυσης της εδαφικής κίνησης, με συνήθως σημαντική απόκλιση από την πραγματική για μεγάλες τιμές του A₀ (π.χ. Haghshenas et al. 2008). Κατά συνέπεια, η χρήση της χωρικής κατανομής των τιμών του Ao από τις μετρήσεις HVSR δεν μπορεί να θεωρηθεί ως ενδεικτική για την αξιολόγηση των πραγματικών εδαφικών ενισχύσεων του προτεινόμενου γεωφυσικού μοντέλου δομής στην περιοχή μελέτης. Από την άλλη μεριά, η τιμή της fo που προσδιορίστηκε από τις τιμές HVSR (και τις καμπύλες ελλειπτικότητας) προσφέρει ένα πιο αντιπροσωπευτικό και αξιόπιστο ποσοτικό προσδιορισμό για αυτό το σκοπό. Η καλή συμφωνία που παρατηρείται στη χωρική κατανομή της f_0 , τόσο όταν αυτή προέρχεται από τις πειραματικές καμπύλες HVSR, όσο και από τις συνθετικές καμπύλες ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, και σε σχέση με τη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα των συνθετικών συναρτήσεων μεταφοράς SH, αποτελεί μία σημαντική ένδειξη για την αξιοπιστία του προτεινόμενου 3D γεωφυσικού μοντέλου στην περιοχή μελέτης.

Εκτός από τη θεμελιώδη συχνότητα, f_0 , στο Σχήμα 6.9 παρουσιάζεται η χωρική κατανομή των τιμών της συχνότητας του δεύτερου τοπικού μέγιστου (f_1) που εμφανίζεται στις συνθετικές καμπύλες *SH*, μαζί με την κατανομή του αντίστοιχου πλάτους (A_1). Από το Σχήμα 6.9 προκύπτει ότι η ενίσχυση της εδαφικής κίνησης σε σχετικά υψηλές συχνότητες (5-10Hz) που προβλέπεται από το προτεινόμενο 3D γεωφυσικό μοντέλο δομής είναι σημαντική. Πιο αναλυτικά, στο NA τμήμα του τομογραφικού πλέγματος εντοπίζεται μία περιοχή ενίσχυσης της εδαφικής κίνησης με τιμές του παράγοντα A_1 με τιμές > 3.5 στο διάστημα συχνοτήτων μεταξύ 4 και 6Hz. Στη μεταβατική ζώνη της περιοχής μελέτης (κεντρικό τμήμα του τομογραφικού πλέγματος με διεύθυνση



Σχήμα 6.9: Χωρική κατανομή της συχνότητας του δεύτερου τοπικού μέγιστου (f_1) που πιθανόν οφείλεται στην επαφή των ανώτερων ιζηματογενών σχηματισμών (a), καθώς και του αντίστοιχου παράγοντα ενίσχυσης (A_1) της εδαφικής κίνησης (b) στην περιοχή μελέτης, όπως προέκυψαν από τις συνθετικές καμπύλες της συνάρτησης μεταφοράς των οριζόντια πολωμένων εγκαρσίων (SH) ελαστικών κυμάτων σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος. Το δεύτερο μέγιστο δεν εμφανίζεται στο BA τμήμα του ειδικού δικτύου. Η διακεκομμένη γραμμή αντιστοιχεί στο επιφανειακό ίχνος της επαφής του γεωλογικού υποβάθρου με τους πρόσφατους ιζηματογενείς σχηματισμούς.



Σχήμα 6.10: Χωρική κατανομή της συχνότητας (f_{max}) που αντιστοιχεί στη μέγιστη τιμή του πλάτους της συνθετικής καμπύλης της συνάρτησης μεταφοράς των οριζόντια πολωμένων εγκαρσίων (SH) ελαστικών κυμάτων (a), καθώς και του αντίστοιχου παράγοντα ενίσχυσης (A_{max}) της εδαφικής κίνησης (b) στην περιοχή μελέτης, σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος. Η διακεκομμένη γραμμή αντιστοιχεί στο επιφανειακό ίχυος της επαφής του γεωλογικού υποβάθρου με τους πρόσφατους ιζηματογενείς σχηματισμούς.

ΒΔ-ΝΑ) οι τιμές του παράγοντα A_1 κυμαίνονται μεταξύ 3 και 3.5, ενώ το διάστημα συχνοτήτων που παρατηρείται η ενίσχυση της εδαφικής κίνησης είναι μεταξύ ~8 και 12Hz. Υπενθυμίζεται ότι στο ΒΑ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος εμφανίζεται ένα μόνο τοπικό μέγιστο στις συνθετικές καμπύλες SH, παρόμοια με τις πειραματικές καμπύλες HVSR, το οποίο αντιστοιχεί στη συχνότητα f_0 , οπότε στην περιοχή αυτή δεν έχει επιλεγεί η αντίστοιχη τιμή συχνότητας, f_1 , και πλάτους ενίσχυσης, A_1 .

Ψηφιακή συλλογή

Όπως έχει προαναφερθεί στις πειραματικές καμπύλες HVSR δεν εμφανίζονται πολλαπλά μέγιστα, οπότε το αντίστοιχο μέγιστο πλάτος αναγνωρίζεται μόνο για τη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα (f_0) των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών του υπεδάφους, η οποία καθορίζεται κυρίως από την αντίθεσή τους με το μεταμορφωμένο γεωλογικό υπόβαθρο. Όμως, σύμφωνα με τη μορφή των συνθετικών καμπύλων SH που προκύπτουν από το προτεινόμενο γεωφυσικό μοντέλο δομής, οι επιφάνειες επαφής μεταξύ των ιζηματογενών στρωμάτων μπορούν να προκαλέσουν εξίσου σημαντικές ενισχύσεις της εδαφικής κίνησης στην περιοχή μελέτης. Για τη διερεύνηση αυτής της παρατηρούμενης υψηλής συχνότητας ενίσχυσης της εδαφικής κίνησης στις συνθετικές καμπόλες SH με μεγαλότερη λεπτομέρεια, χαρτογραφήθηκε η χωρική κατανομή της συχνότητας (fmax) όπου παρατηρείται το μέγιστο πλάτος (Amax) ενίσχυσης της εδαφικής κίνησης, ανεξάρτητα αν προέρχεται από την f_0 ή την f_1 των συνθετικών καμπύλων SH. Η χαρτογράφηση αυτή παρουσιάζεται στο Σχήμα 6.10. Από το Σχήμα 6.10 προκύπτει ότι για το ΝΔ τμήμα του τομογραφικού πλέγματος οι σημαντικότερες ενισχύσεις της εδαφικής κίνησης (με το μεγαλύτερο πλάτος) εντοπίζονται σε συχνότητες μεγαλύτερες της θεμελιώδους συχνότητας (f_0), με τιμές ενίσχυσης που ξεπερνούν την τιμή 4 σε συχνότητες 5-7 Hz.

6.2 Συγκρίσεις με Αποτελέσματα Μετρήσεων *Down-Hole* μέσα σε Γεωτρήσεις

Μετρήσεις της κατανομής της V_s σε συνάρτηση με το βάθος από την εφαρμογή της μεθόδου *Down-Hole* μέσα σε γεωτρήσεις ήταν διαθέσιμες σε τέσσερις (4) συνολικά θέσεις στην περιοχή μελέτης (Σχήμα 6.1). Η μία από αυτές (*DH-01* στο Σχήμα 6.1) είχε πραγματοποιηθεί στο BA τμήμα του εγκατεστημένου ειδικού δικτύου, όπου παρατηρείται η εμφάνιση του γεωλογικού υποβάθρου στην επιφάνεια του εδάφους (κτίριο Σεισμολογικού

Κεφάλαιο 6ο

Σταθμού, Α.Π.Θ.). Οι υπόλοιπες θέσεις των γεωτρήσεων βρίσκονταν στο ΒΔ (DH-03), Δ (DH-02) και NA (DH-04) τμήμα της περιοχής έρευνας και αντιστοιχούν σε μετρήσεις μέσα σε ιζηματογενείς αποθέσεις. Το μέγιστο βάθος των μετρήσεων της V_s δεν ξεπερνά τα 40m σε καμία γεώτρηση, οπότε πρόκειται για γεωφυσικές πληροφορίες στο πιο επιφανειακό τμήμα της εδαφικής δομής. Η σύγκριση της μεταβολής της ταχύτητας V_s με το βάθος μεταξύ των μετρήσεων Down-Hole και του προτεινόμενου 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής για όλες τις θέσεις των γεωτρήσεων παρουσιάζεται στο Σχήμα 6.11.

Από το Σχήμα 6.11 παρατηρούμε μία πολύ καλή συμφωνία της γεωφυσικής δομής από τις μετρήσεις Down-Hole και από το τρισδιάστατο γεωφυσικό μοντέλο σε όλες τις θέσεις. Πιο αναλυτικά, στη θέση DH-01 (γεωλογικό υπόβαθρο) η Vs ακολουθεί μία αύξηση με το βάθος και στις δύο περιπτώσεις, ενώ είναι δυνατή η αναγνώριση μίας πολύ επιφανειακής ασυνέχειας (περίπου στα 5m), η οποία πιθανόν διαχωρίζει το αποσαθρωμένο στρώμα με το υγιές πέτρωμα. Παρά την παρατηρούμενη απόκλιση, ενδιαφέρον παρουσιάζει το γεγονός ότι η τιμή της Vs στο προτεινόμενο μοντέλο κάτω από αυτό το βάθος προσεγγίζει τη μέση ταχύτητα της κατανομής των αντίστοιχων τιμών της Vs από τις μετρήσεις της μεθόδου Down-Hole. Στη θέση DH-02 (δυτικό τμήμα του ειδικού δικτύου) τα δεδομένα του Down-Hole εμφανίζουν σημαντικές διακυμάνσεις σε συνάρτηση με το βάθος, με τιμές που κυμαίνονται από 250 έως 850m/sec. Παρόλα αυτά, η μεταβολή της ταχύτητας του προτεινόμενου τρισδιάστατου μοντέλου στη θέση αυτή εντοπίζεται μέσα στο ίδιο εύρος τιμών. Πιο ομαλή συμπεριφορά παρατηρείται στα δεδομένα του Down-Hole στη θέση DH-03 (BΔ τμήμα του ειδικού δικτύου) με την ταχύτητα των επιφανειακών στρωμάτων (Vs ~300m/sec) να βρίσκεται σε πολύ καλή συμφωνία με την εκτίμηση του μοντέλου από την τομογραφία θορύβου. Επιπλέον, η αλλαγή στην κατανομή της ταχύτητας εντοπίζεται στο ίδιο σχεδόν βάθος και στις δύο περιπτώσεις (περίπου στα 9m). Τέλος, στη θέση DH-04 (NA τμήμα του ειδικού δικτύου) τα δεδομένα του Down-Hole εμφανίζουν μία γραμμική αύξηση της ταχύτητας από την τιμή των 200m/sec στα επιφανειακά στρώματα μέχρι και περίπου 750m/sec στα βαθύτερα. Οι τιμές της Vs του προτεινόμενου γεωφυσικού μοντέλου ακολουθούν πρακτικά την ίδια κατανομή, με μεγαλύτερη ταχύτητα στα επιφανειακά στρώματα (μέση τιμή 350m/sec), αλλά και την αναγνώριση μίας αξιοσημείωτης μεταβολής περίπου στα 7m.

Τα αποτελέσματα της παραπάνω σύγκρισης φανερώνουν ότι η εισαγωγή



Σχήμα 6.11: Σύγκριση 1D εδαφικών προφίλ κατανομής της ταχύτητας V_s με το βάθος σε τέσσερις θέσεις γεωτρήσεων στην περιοχή μελέτης, οι οποίες αντιστοιχούν σε γεωφυσικές μετρήσεις Down-Hole, και στο προτεινόμενο γεωφυσικό μοντέλο του υπεδάφους από την τομογραφία θορύβου.

της συνδυαστικής αντιστροφής των καμπύλων σκέδασης και ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* στο τελευταίο βήμα της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου οδηγεί σε ρεαλιστικές εκτιμήσεις της ταχύτητας των επιφανειακών στρωμάτων του υπεδάφους. Επομένως, η συγκεκριμένη προσθήκη βελτιώνει τη διακριτική ικανότητα της τομογραφικής αντιστροφής σε σχέση με την τυπική εφαρμογή της μεθόδου που περιορίζεται στην αποκλειστική χρήση των καμπύλων σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων.

6.3 Σύγκριση με Αποτελέσματα Μετρήσεων Εδαφικού Θορύβου Μονού Σταθμού Κατά Μήκος Τομής ΒΑ-ΝΔ Διεύθυνσης

Η θεμελιώδης ιδιοσυχνότητα (f₀) των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών της εδαφικής δομής σε μία θέση συνδέεται (σε πρώτη προσέγγιση) με τη μέση V_s του υπεδάφους, καθώς και με το συνολικό τους πάχος, H, μέχρι την επιφάνεια του γεωλογικού υποβάθρου με την παρακάτω εμπειρική σχέση:

$$f_0 = \frac{V_s}{4H} \tag{6.1}$$

Η ταχύτητα V_s μπορεί να υπολογιστεί από το μέσο όρο των τιμών της ταχύτητας που αντιστοιχούν σε κάθε στρώμα των ιζηματογενών σχηματισμών της εδαφικής δομής. Παράλληλα, η f_0 σε μία θέση μπορεί να προκύψει από την επεξεργασία καταγραφών εδαφικού θορύβου με τη μέθοδο HVSR. Κατά συνέπεια, αν είναι γνωστή η μέση κατανομή της V_s στα επιφανειακά στρώματα του υπεδάφους σε συνδυασμό με την f_0 , τότε η σχέση (6.1) μπορεί να χρησιμοποιηθεί για μία αρχική εκτίμηση του βάθους του γεωλογικού υποβάθρου. Η εκμετάλλευση αυτής της δυνατότητας προσφέρει σημαντικές πληροφορίες σχετικά με τον έλεγχο της εγκυρότητας του προτεινόμενου 3D γεωφυσικού μοντέλου στην περιοχή μελέτης, τουλάχιστον για όσο αφορά στη πλευρική μεταβολή του βάθους του γεωλογικού υποβάθρου.

Για τον παραπάνω λόγο, πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις εδαφικού θορύβου με τη χρήση μονού σταθμού σε διαφορετικές θέσεις κατά μήκος τομής BA-NΔ διεύθυνσης (Σχήμα 6.1). Το BA άκρο της τομής αντιστοιχεί στο τμήμα του ειδικού δικτύου όπου αναμένεται η παρουσία του γεωλογικού υποβάθρου πολύ κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, σύμφωνα με τα διαθέσιμα γεωλογικά και γεωτεχνικά δεδομένα στην περιοχή μελέτης. Αντίθετα, στο NΔ άκρο της τομής αναμένεται αύξηση του πάχους των ιζηματογενών σχηματισμών ή αντίστοιχα μετακίνηση της ανώτερης επιφάνειας του γεωλογικού υποβάθρου σε βαθύτερους ορίζοντες.

Ψηφιακή συλλογή

Οι τιμές της f_0 , όπως υπολογίστηκαν από την επεξεργασία των καταγραφών εδαφικού θορύβου με τη μέθοδο *HVSR* σε κάθε θέση μέτρησης, παρουσιάζονται στο Σχήμα 6.12 (περίπτωση **a**, στο πάνω μέρος του σχήματος). Παρατηρείται σταδιακή μείωση των τιμών της, καθώς κινούμαστε από το BA τμήμα της τομής προς τα ΝΔ, με τιμές που από ~9Hz προσεγγίζουν τα ~2Hz, αντίστοιχα. Για την εκτίμηση του βάθους του γεωλογικού υποβάθρου με τη σχέση (6.1), η μέση τιμή της V_s μέσα στο σύνολο των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών του υπεδάφους ορίστηκε στα 600m/sec. Ο υπολογισμός της μέσης τιμής της ταχύτητας (*Vsmean*) πραγματοποιήθηκε με τη χρήση της σχέσης:

$$Vs_{mean} = \frac{\sum_{i=1}^{n} d_i}{\sum_{i=1}^{n} \frac{d_i}{V_s}}$$
(6.2)

όπου *n* είναι ο αριθμός των ιζηματογενών στρωμάτων που αποτελείται η εδαφική δομή, d_i το πάχος και Vs_i η ταχύτητα κάθε στρώματος. Το πλεονέκτημα στη χρήση της σχέσης (6.2) είναι ότι επιτρέπει την εισαγωγή της επιρροής του πάχους κάθε στρώματος στον υπολογισμό της μέσης τιμής της ταχύτητας. Συνεπώς, στρώματα μικρού πάχους έχουν μικρή επιρροή στον υπολογισμού του μέσου όρου, ενώ το αντίστροφο συμβαίνει για τα μεγάλου πάχους ιζηματογενή στρώματα. Σημειώνεται ότι το μέσο πάχος (d_i) και η μέση τιμή της ταχύτητας (Vs_i) για κάθε στρώμα της εδαφικής δομής προέκυψαν από το διαθέσιμο (ανεξάρτητο) γεωτεχνικό μοντέλο του υπεδάφους στην περιοχή μελέτης (Anastasiadis et al. 2001).

Το εκτιμώμενο βάθος του γεωλογικού υποβάθρου από τις μετρήσεις εδαφικού θορύβου παρουσιάζεται στο κάτω μέρος του Σχήματος 6.12 (περίπτωση **b**). Στο ίδιο σχήμα χαρτογραφήθηκαν και οι κύριες επιφάνειες ασυνέχειας του προτεινόμενου 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής στην περιοχή μελέτης. Η επιφάνεια *F* αντιστοιχεί στην ανώτερη επιφάνεια του γεωλογικού υποβάθρου, ενώ η επιφάνεια *E* διαχωρίζει τους ανώτερους χαλαρούς ιζηματογενείς σχηματισμούς του υπεδάφους με ένα πιο συνεκτικό στα κατώτερα στρώματα, ο οποίος μπορεί να θεωρηθεί ως το σεισμικό υπόβαθρο ($V_s > 750$ m/sec) της περιοχής. Από το Σχήμα 6.12 παρατηρούμε ότι το εκτιμώμενο βάθος του γεωλογικού υποβάθρου από τις μετρήσεις εδαφικού



Σχήμα 6.12: Αποτελέσματα εφαρμογής της μεθόδου HVSR σε καταγραφές εδαφικού θορύβου μονού σταθμού κατά μήκος διαφορετικών θέσεων σε τομή ΝΔ-ΒΑ διεύθυνσης. Η θέση της τομής στην περιοχή μελέτης απεικονίζεται στο Σχήμα 6.1. *a*) κατανομή των τιμών της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας (f_0) των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών. *b*) Εκτιμώμενο βάθος του γεωλογικού υποβάθρου από τις τιμές της f_0 , θεωρώντας ότι η μέση τιμή της V_s στα ανώτερα στρώματα της δομής είναι 600m/sec. Στο ίδιο σχήμα έχουν χαρτογραφηθεί οι κύριες επιφάνειες ασυνέχειας του προτεινόμενου 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής στην περιοχή μελέτης για σύγκριση.

θορύβου βρίσκεται σε καλή συμφωνία με την επιφάνεια F του προτεινόμενου γεωφυσικού μοντέλου μέχρι την απόσταση των 300m. Προς το ΝΔ τμήμα της τομής, το εκτιμώμενο βάθος του υποβάθρου συγκλίνει περισσότερο προς την επιφάνεια E. Μία πιθανή ερμηνεία για τη συγκεκριμένη συμπεριφορά είναι ότι ο υπολογισμός των τιμών της συχνότητας f_0 προς τα ΝΔ επηρεάζεται περισσότερο από την ασυνέχεια του σεισμικού υποβάθρου, εξαιτίας της απότομης βύθισης του γεωλογικού υποβάθρου σε αρκετά βαθύτερους ορίζοντες. Συγχρόνως, τα 2D χαρακτηριστικά της εδαφικής δομής με την αύξηση του πάχους των ιζηματογενών σχηματισμών προς τα ΝΔ, είναι πολύ πιθανό να αυξάνουν την τιμή του μέσου όρου της V_s σε σχέση με αυτή που θεωρήσαμε για την περιοχή μελέτης (600m/sec). Το αποτέλεσμα αυτού του γεγονότος είναι ότι το εκτιμώμενο βάθος του υποβάθρου υπολογίζεται σε ορίζοντες που εντοπίζονται πιο κοντά στην επιφάνεια του εδάφους. Σε κάθε περίπτωση θα πρέπει να επισημανθεί ότι η σχέση (6.1) είναι μία

απλοποιημένη προσέγγιση, ιδίως όταν χρησιμοποιούνται τιμές ταχύτητας από ανεξάρτητες πληροφορίες (σχέση 6.2). Κατά συνέπεια, τα βάθη που προκύπτουν από την εφαρμογή της και παρουσιάζονται στο Σχήμα (6.12) μπορούν να θεωρηθούν μόνο ως ενδεικτικά και σε καμία περίπτωση ότι έχουν την ακρίβεια υπολογισμών που βασίζονται σε μία διαδικασία αντιστροφής περισσότερων πληροφοριών.

Ψηφιακή συλλογή

6.4 Σύγκριση με Αποτελέσματα Εφαρμογής της Μεθόδου της Τομογραφίας Ηλεκτρικής Αντίστασης (ERT)

Για μελέτη της γεωμετρίας του γεωλογικού (γνευσιακού) υποβάθρου με μεγαλύτερη λεπτομέρεια στο BA τμήμα του ειδικού δικτύου στην περιοχή μελέτης, εφαρμόστηκε η μέθοδος της τομογραφίας ηλεκτρικής αντίστασης (ERT) κατά μήκος τομής BA-NΔ διεύθυνσης (Σχήμα 6.1). Η εφαρμογή της μεθόδου ERT παρέχει τη 2D κατανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στα επιφανειακά στρώματα του υπεδάφους και επιτρέπει την αναγνώριση συνεκτικών πετρωμάτων υψηλής αντίστασης, καθώς και χαλαρών ιζηματογενών σχηματισμών που συχνά υδροφορούν και συνήθως χαρακτηρίζονται από μικρές τιμές της.

Τα αποτελέσματα της μεθόδου *ERT* παρουσιάζονται στο Σχήμα 6.13**a** (πάνω μέρος του σχήματος). Η οριοθέτηση των σχηματισμών του υπεδάφους με υψηλές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (> 55 Ohm·m) σημειώνεται με διακεκομμένη γραμμή και αντιπροσωπεύει την πιθανή γεωμετρία του πάνω ορίου του γεωλογικού (γνευσιακού) υποβάθρου στο BA τμήμα του ειδικού δικτύου. Από την εικόνα της ηλεκτρικής τομογραφίας παρατηρείται γενικά μία πολύπλοκη γεωφυσική δομή στα επιφανειακά στρώματα. Οι σημειακά υψηλές αντιστάσεις των σχηματισμών που εντοπίζονται πολύ κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, πιθανόν αντιστοιχούν σε επιχωματώσεις και φερτά υλικά για την κατασκευή των διάφορων τεχνητών έργων (π.χ. θεμελιώσεις κτιρίων, πεζοδρόμια, κτλ.) που συναντώνται στην περιοχή μελέτης.

Η σύγκριση του εκτιμώμενου βάθους του γεωλογικού υποβάθρου από την εφαρμογή της μεθόδου *ERT* και του προτεινόμενου 3D γεωφυσικού μοντέλου παρουσιάζεται στο κάτω μέρος του Σχήματος 6.13b. Στο ίδιο σχήμα, εκτός από την επιφάνεια του προτεινόμενου μοντέλου που διαχωρίζει τους ιζηματογενείς σχηματισμούς από το γεωλογικό υπόβαθρο (επιφάνεια *F*)



Σχήμα 6.13: Αποτελέσματα εφαρμογής της μεθόδου τομογραφίας ηλεκτρικής αντίστασης (ERT) κατά μήκος τομής ΝΔ-ΒΑ διεύθυνσης στο χώρο του ΑΠΘ. Η θέση της τομής στην περιοχή μελέτης απεικονίζεται στο Σχήμα 6.1. *a*) Κατανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στα επιφανειακά στρώματα του υπεδάφους. Με διακεκομμένη γραμμή σημειώνεται το πάνω όριο εδαφικών σχηματισμών υψηλής ηλεκτρικής αντίστασης, που πιθανόν σχετίζονται με πιο πετρώματα του γεωλογικού (γνευσιακού) υποβάθρου. *b*) Συγκριτική χαρτογράφηση του εκτιμώμενου βάθους του γεωλογικού υποβάθρου από την εφαρμογή της μεθόδου ERT, μαζί με τις κύριες επιφάνειες ασυνέχειας του προτεινόμενο 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής στην περιοχή μελέτης.

χαρτογραφήθηκαν και όλες οι κύριες επιφάνειες ασυνέχειας των ανώτερων στρωμάτων (επιφάνειες *A*, *B* και *E*). Από την παραπάνω σύγκριση παρατηρούμε καλή συμφωνία μεταξύ των αποτελεσμάτων της τομογραφίας εδαφικού θορύβου που εφαρμόστηκε στην παρούσα διδακτορική διατριβή και της ανεξάρτητης γεωφυσικής μεθόδου *ERT*, τουλάχιστον για το BA τμήμα του ειδικού δικτύου. Οι αποκλίσεις στην εκτίμηση του βάθους του γεωλογικού υποβάθρου οφείλονται στη μεγαλύτερη διακριτική ικανότητα της μεθόδου *ERT* κοντά στην επιφάνεια του εδάφους που επιτρέπει την ανίχνευση της γεωμετρίας του με μεγαλύτερη λεπτομέρεια. Αντίθετα, οι επιφάνειες του προτεινόμενου 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής προκύπτουν από τη σύνθεση και τη χωρική εξομάλυνση πολλαπλών 1D εδαφικών προφίλ στο σύνολο των κόμβων του τομογραφικού πλέγματος. Για αυτό το λόγο, η μορφή των επιφανειών ασυνέχειας είναι ομαλή και δεν μπορεί να παρουσιάζει έντονες τοπικές διακυμάνσεις μικρής κλίμακας.

6.5 Συγκρίσεις με Αποτελέσματα Εφαρμογής της Μεθόδου της Πολυκαναλικής Ανάλυσης Επιφανειακών Κυμάτων (MASW) Κατά Μήκος Επιλεγμένων Τομών

Ψηφιακή συλλογή

Αποτελέσματα εφαρμογής της ενεργητικής γεωφυσικής μεθόδου της πολυκαναλικής ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων (MASW) ήταν διαθέσιμα από προηγούμενες έρευνες στην περιοχή μελέτης (Οικονόμου 2017), κατά μήκος τριών επιλεγμένων διευθύνσεων (Σχήμα 6.1). Πρόκειται για μικρού σχετικά μήκους (από περίπου 80 έως 140m) τομές της εδαφικής δομής με κύριο στόχο την εκτίμηση της κατανομής της V_s στα επιφανειακά στρώματα του υπεδάφους. Η μία από αυτές τις τομές πραγματοποιήθηκε στο BA τμήμα του ειδικού δικτύου πάνω σε σχηματισμούς του γεωλογικού υποβάθρου (MP-01 στο Σχήμα 6.1), ενώ οι υπόλοιπες δύο σε περιοχές όπου αναμένεται αύξηση του πάχους των ιζηματογενών αποθέσεων. Ειδικότερα, η ανάπτυξη της τομής MP-02 είναι παράλληλη με το επιφανειακό ίχνος της επαφής μεταξύ των πετρωμάτων του υποβάθρου και των ιζηματογενών σχηματισμών.

Οι κατανομές των τιμών της V_s που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου MASW κατά μήκος των τριών τομών ομαδοποιήθηκαν με κατάλληλο τρόπο, έτσι ώστε να είναι συμβατές με τη διαίρεση των εδαφικών σχηματισμών που ακολούθησε το προτεινόμενο 3D γεωφυσικό μοντέλο δομής του υπεδάφους (βλέπε Πίνακα 5.2, Κεφάλαιο 5, Παράγραφος §5.3), καθώς και με τις διαθέσιμες γεωτεχνικές πληροφορίες στην περιοχή μελέτης. Πιο αναλυτικά, οι σχηματισμοί χαμηλής ταχύτητας A και B συγχωνεύτηκαν σε μία κατηγορία, ενώ για το γεωλογικό υπόβαθρο υιοθετήθηκε ο διαχωρισμός του σε τρεις διαφορετικές κατηγορίες, σε μία προσπάθεια προσέγγισης της δομής του με την παρουσία δύο αποσαθρωμένων στρωμάτων (G1 με V_s στο εύρος 850-1200m/sec και G2 με V_s στο εύρος 1200-1700m/sec, αντίστοιχα) πάνω σε υγιές πέτρωμα (σχηματισμός G, με $V_s > 1700m/sec$). Ο παραπάνω διαχωρισμός του γεωλογικού υποβάθρου στοχεύει στο να επιτρέψει την απεικόνιση της γραμμικής αύξησης της ταχύτητας που παρατηρείται στο προτεινόμενο 3D γεωφυσικό μοντέλο δομής του υπεδάφους.

Τα αποτελέσματα της εφαρμογής της μεθόδου MASW παρουσιάζονται στο Σχήμα 6.14. Στο ίδιο σχήμα έχουν χαρτογραφηθεί ορισμένες από τις κύριες επιφάνειες ασυνέχειας του προτεινόμενου γεωφυσικού μοντέλου δομής, καθώς και του διαθέσιμου γεωτεχνικού εδαφικού μοντέλου (Anastasiadis et al. 2001) ευρείας κλίμακας. Η κατανομή των τιμών της V_s σε όλες τις τομές φανερώνει ότι η μορφή των επιφανειών ασυνέχειας μεταξύ των



Σχήμα 6.14: Κατανομή της V_s στους επιφανειακούς σχηματισμούς του υπεδάφους κατά μήκος τριών τομών στην περιοχή μελέτης (Σχήμα 6.1), όπως προέκυψε από την εφαρμογή της πολυκαναλικής ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων (MASW) σε προηγούμενη έρευνα (Οικονόμου 2017). Στα σχήματα έχουν χαρτογραφηθεί ορισμένες από τις κύριες επιφάνειες ασυνέχειας του προτεινόμενου 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής, καθώς και του διαθέσιμου γεωτεχνικού μοντέλου για σύγκριση.

σχηματισμών του υπεδάφους είναι γενικά πολύπλοκη, με μεταβολές σε μικρή χωρική κλίμακα, όμως επιβεβαιώνουν τη βύθιση των πετρωμάτων του γεωλογικού υποβάθρου από τα ΒΑ προς τα ΝΔ. Ειδικότερα:

Α) Στην πιο απομακρυσμένη τομή ΜΡ-03 από την επιφανειακή

εμφάνιση του γεωλογικού υποβάθρου (περίπτωση a στο Σχήμα 6.14), η παρουσία του στο υπέδαφος εκτιμάται σε μεγαλύτερα βάθη σε σχέση με το γεωτεχνικό μοντέλο των Anastasiadis et al. (2001). Η παρατήρηση αυτή είναι περισσότερο σύμφωνη με το προτεινόμενο γεωφυσικό μοντέλο από την τομογραφία θορύβου, στο οποίο η επιφάνεια του στρώματος F με V_s > 700m/sec αναγνωρίζεται σε βάθη ~40m στο βόρειο/κεντρικό τμήμα του ειδικού δικτύου.

Ψηφιακή συλλογή

B) Τα αποτελέσματα της τομής MP-01 στους σχηματισμούς του γεωλογικού υποβάθρου (Σχήμα 6.14b) βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία, τόσο με το προτεινόμενο γεωφυσικό μοντέλο, όσο και με το γεωτεχνικό μοντέλο των Anastasiadis et al. (2001). Σε αυτή τη θέση το πάχος του αποσαθρωμένου μανδύα του υποβάθρου εκτιμάται περίπου στα 15m.

Γ) Τέλος, τα αποτελέσματα της μεθόδου MASW στην τομή MP-02 (Σχήμα 6.14c), που έχει υλοποιηθεί παράλληλα στην παράταξη της επαφής του γεωλογικού υποβάθρου με τις ιζηματογενείς αποθέσεις, είναι συμβατά και με τα δύο μοντέλα του υπεδάφους, όπου το πάχος των ιζημάτων (με τη συμμετοχή κυρίως των στρωμάτων E και F) υπολογίζεται περίπου στα 20 με 25m.

Με βάση τις παραπάνω συγκρίσεις προκύπτει ότι το προτεινόμενο 3D γεωφυσικό μοντέλο δομής από την τομογραφία θορύβου παρέχει με αξιοπιστία τα μέσα βάθη των επιφανειών ασυνέχειας των βασικών γεωλογικών/γεωφυσικών ενοτήτων του υπεδάφους, καθώς και την κατανομή της ταχύτητας V_s στα ανώτερα στρώματα του υπεδάφους. Ωστόσο, η διακριτική ικανότητα της μεθόδου της τομογραφίας εδαφικού θορύβου δεν επιτρέπει την εξαγωγή των πολύ τοπικής κλίμακας χαρακτηριστικών της γεωφυσικής δομής που παρέχουν οι ενεργητικές μέθοδοι διασκόπησης, όπως π.χ. η MASW.

6.6 Σύγκριση με το 3D Γεωτεχνικό Μοντέλο του Υπεδάφους των Anastasiadis et al. (2001)

Το διαθέσιμο 3D γεωτεχνικό μοντέλο του υπεδάφους των Anastasiadis et al. (2001) για την ευρύτερη περιοχή του πολεοδομικού συγκροτήματος της Θεσσαλονίκης προέκυψε από την ανάλυση και σύνθεση μεγάλου πλήθους γεωτεχνικών δεδομένων, καθώς και πρόσθετων γεωφυσικών μετρήσεων με την εφαρμογή διαφορετικών μεθόδων (π.χ. μετρήσεις Cross-Hole και Down-



Σχήμα 6.15: Σύγκριση των κύριων επιφανειών ασυνέχειες του προτεινόμενου 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής του υπεδάφους με το διαθέσιμο γεωτεχνικό (*Anastasiadis et al. 2001*) κατά μήκος τομής NΔ-BA διεύθυνσης στην περιοχή μελέτης. Η θέση της τομής απεικονίζεται στο Σχήμα 6.1.

Hole σε επιλεγμένες θέσεις γεωτρήσεων, προφίλ σεισμικής διάθλασης, αντιστροφή επιφανειακών κυμάτων). Το τμήμα του γεωτεχνικού μοντέλου στην περιοχή μελέτης αποτελείται από τέσσερα ιζηματογενή στρώματα (A, B, E και F) τα οποία επικάθονται πάνω σε πέτρωμα του γεωλογικού υποβάθρου (βλέπε Πίνακα 5.1, Κεφάλαιο 5, Παράγραφος §5.3). Δυστυχώς, δεν ήταν διαθέσιμη η χωρική κατανομή της επιφάνειας ασυνέχειας μεταξύ του ιζηματογενούς σχηματισμού E και του σχηματισμού F (ο οποίος έχει πρακτικά ταχύτητες σεισμικού υποβάθρου).

Η σύγκριση του βάθους των επιφανειών ασυνέχειας μεταξύ των στρωμάτων της εδαφικής δομής για το προτεινόμενο γεωφυσικό μοντέλο και το διαθέσιμο γεωτεχνικό παρουσιάζεται στο Σχήμα 6.15 σε μία τομή ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης (Σχήμα 6.1). Ειδικότερα, η σύγκριση αφορά τις επιφάνειες ασυνέχειας που αντιστοιχούν στο κατώτερα όρια των στρωμάτων Α, Β και F (επαφή με το γεωλογικό υπόβαθρο). Από το Σχήμα 6.15 παρατηρούμε ότι τα δύο μοντέλα χαρακτηρίζονται από παρόμοια γεωμετρία στη χωρική κατανομή των επιφανειών ασυνέχειας. Ενδιαφέρον παρουσιάζει η σύγκριση της επιφάνειας F, όπου το βάθος της στο ΒΑ τμήμα του ειδικού δικτύου εκτιμάται πιο κοντά στην επιφάνεια στο προτεινόμενο γεωφυσικό μοντέλο σε σχέση με το γεωτεχνικό. Αντίθετα, όσο κινούμαστε προς τα ΝΔ αυτή η παρατήρηση αντιστρέφεται, με την επιφάνεια F να εντοπίζεται σε βαθύτερους ορίζοντες στο προτεινόμενο γεωφυσικό μοντέλο. Η συγκεκριμένη διαφορά είναι εμφανές ότι μπορεί να συσχετιστεί με την παρουσία μίας ρηξιγενούς δομής με ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση (κάθετης στο προφίλ) μεταξύ περίπου των 600 και 800m στο Σχήμα 6.15, η οποία ταπεινώνει το γνευσιακό υπόβαθρο πιο απότομα από ότι φαίνεται στο μοντέλο των Anastasiadis et al. (2001).

6.7 Συμπεράσματα

Ψηφιακή συλλογή

Η παρούσα διδακτορική διατριβή επικεντρώνεται στην εφαρμογή της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου του υπεδάφους, ενός σχετικά πρόσφατα αναπτυγμένου εργαλείου για την εκτίμηση 3D γεωφυσικών ιδιοτήτων κυρίως της επιφανειακής γεωλογικής δομής, σε αστικό περιβάλλον και σε γεωτεχνική χωρική κλίμακα. Για την εφαρμογή της συγκεκριμένης μεθόδου εγκαταστάθηκε ένα προσωρινό ειδικό δίκτυο 34 σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου σε κεντρικό τμήμα του πολεοδομικού συγκροτήματος της Θεσσαλονίκης (ευρύτερη περιοχή Α.Π.Θ.). Η χρονική διάρκεια συλλογής των δεδομένων κυμαινόταν από μερικές μέρες έως ένα μήνα, με την πλειονότητα των σταθμών του ειδικού δικτύου να διαθέτουν καταγραφές για περισσότερες από 15 ημέρες.

Η επεξεργασία των δεδομένων για κάθε ζεύγος σταθμών του ειδικού δικτύου πραγματοποιήθηκε στις κατακόρυφες συνιστώσες της εδαφικής κίνησης και ακολούθησε τα παρακάτω βήματα: **α**) τη διασυσχέτιση των καταγραφών εδαφικού θορύβου με την εξαγωγή της αντίστοιχης καμπύλης διασυσχέτισης, **β**) τον υπολογισμό του λόγου του σήματος προς θόρυβο (SNR)

Κεφάλαιο 6°

στις καμπύλες διασυσχέτισης για την απόρριψη των χαμηλής ποιότητας δεδομένων, γ) την ανάλυση πολλαπλών φίλτρων στις επιλεγμένες καμπύλες διασυσχέτισης, δ) την εξαγωγή των καμπύλων σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* και, ε) τον υπολογισμό των χρόνων διαδρομής τους για διακριτές τιμές της συχνότητας.

Η τομογραφική αντιστροφή των δεδομένων χρόνων διαδρομής για κάθε διακριτή τιμή της συχνότητας επέτρεψε τη δημιουργία χαρτών απεικόνισης της χωρικής κατανομής της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* στην περιοχή μελέτης. Η διαδικασία επίλυσης του γραμμικού συστήματος εξισώσεων της τομογραφικής αντιστροφής πραγματοποιήθηκε με την εισαγωγή κατάλληλων παραμέτρων απόσβεσης, χωρικής και διασυχνοτικής εξομάλυνσης. Η εισαγωγή αυτών των παραμέτρων σε συνδυασμό με τη χρήση προσεγγιστικών ζωνών *Fresnel* στις ακτίνες διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων, αποτέλεσε μία προσπάθεια σταθεροποίησης της λύσης της αντιστροφής και διαχείρισης της μη-μοναδικότητας του προβλήματος.

Οι χάρτες χωρικής κατανομής της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh σε κάθε συχνότητα αξιοποιήθηκαν για την ανακατασκευή τοπικών καμπύλων σκέδασης στις θέσεις των κόμβων του τομογραφικού πλέγματος στην περιοχή μελέτης. Η 1D αντιστροφή των τοπικών καμπύλων με τη χρήση ενός κατάλληλου αλγόριθμου γειτνίασης οδήγησε στην εκτίμηση της τοπικής κατανομής της ταχύτητας V_s σε συνάρτηση με το βάθος. Για τη βελτίωση της διακριτικής ικανότητας της 1D αντιστροφής στα επιφανειακά χρησιμοποιήθηκαν συνδυαστικά κυρίως στρώματα, οι καμπύλες ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, καθώς και οι καμπύλες HVSR εδαφικού θορύβου, οι οποίες θεωρήθηκε ότι μπορεί να προσφέρουν πρόσθετες πληροφορίες για την εδαφική δομή. Η σύνθεση των 1D εδαφικών προφίλ επέτρεψε την παραγωγή ενός 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής στην περιοχή μελέτης και την αναγνώριση της πλευρικής εξάπλωσης των κύριων επιφανειών ασυνέχειας του υπεδάφους. Το παραγόμενο 3D γεωφυσικό μοντέλο δομής μπορεί να εξυπηρετήσει τη μελέτη της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση (π.χ. Σχήματα 6.8, 6.9 και 6.10), αλλά και σε πλήθος άλλων γεωφυσικών και γεωτεχνικών εφαρμογών.

Παράλληλα, η παραμετρική διερεύνηση των διαφόρων βημάτων επεξεργασίας των δεδομένων και η σύγκριση του 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής με τις διαθέσιμες γεωφυσικές και γεωτεχνικές πληροφορίες στην περιοχή μελέτης, συνέβαλλαν στην αξιολόγηση των δυνατοτήτων και των

Συγκριτική αξιολόγηση των αποτελεσμάτων - Συμπεράσματα

περιορισμών της τομογραφικής μεθόδου εδαφικού θορύβου. Τα βασικά συμπεράσματα στα οποία κατέληξε η παρούσα διδακτορική διατριβή συνοψίζονται παρακάτω:

Ψηφιακή συλλογή

- Η διασυσχέτιση ημερήσιων καταγραφών εδαφικού θορύβου οδήγησε στον υπολογισμό καμπύλων διασυσχέτισης με σχετικά υψηλή τιμή του λόγου σήματος προς θόρυβο (SNR) στα περισσότερα ζεύγη σταθμών του ειδικού δικτύου, ανεξάρτητα από την ημέρα της εβδομάδας. Κατά συνέπεια, το συγκεκριμένο χρονικό διάστημα συλλογής δεδομένων είναι επαρκές για την εξαγωγή αξιόπιστων καμπύλων σκέδασης επιφανειακών κυμάτων σε κάθε ακτίνα του ειδικού δικτύου, ακόμα και σε ένα αστικό περιβάλλον.
- Η διαδικασία της σώρευσης (Stacking) των ημερήσιων καμπύλων διασυσχέτισης συνέβαλλε στην περαιτέρω αύξηση του λόγου SNR και βελτίωσε σημαντικά τα αποτελέσματα της ανάλυσης πολλαπλών φίλτρων. Με αυτό τον τρόπο ήταν δυνατή η αναγνώριση της καμπύλης σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων σε μεγαλύτερο εύρος συχνοτήτων, καθώς και η ιχνηλάτηση των τιμών της (μαζί με την τυπική τους απόκλιση) με ικανοποιητική λεπτομέρεια.
- Η τομογραφική αντιστροφή των χρόνων διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh με την εισαγωγή της παραμέτρου διασυχνοτικής εξομάλυνσης στο γραμμικό σύστημα εξισώσεων του προβλήματος, βελτίωσε την ανακατασκευή των τοπικών καμπύλων σκέδασης σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος. Η διακύμανση των τιμών τους σταθεροποιήθηκε, ενώ η μορφή των καμπύλων παρουσίαζε εμφανή συσχέτιση με τις αναμενόμενες γεωλογικές συνθήκες που επικρατούσαν στην εκάστοτε θέση.
- Η χρήση κριτηρίων αποκοπής (όπως ο αριθμός και το μήκος των ακτινών που διαπερνούν τους κόμβους του τομογραφικού πλέγματος) στις τοπικές καμπύλες σκέδασης επέτρεψε την απόρριψη των μη αξιόπιστων σημείων τους. Έτσι, απομακρύνθηκαν τα τμήματα των καμπύλων που δεν περιείχαν αξιόπιστες πληροφορίες για τη γεωφυσική δομή του υπεδάφους.
- Η 1D αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης με τον αλγόριθμο γειτνίασης παρείχε γεωφυσικά μοντέλα του υπεδάφους σε πολύ καλή συμφωνία με τα διαθέσιμα γεωλογικά και γεωτεχνικά δεδομένα.

Κεφάλαιο 6°

Ωστόσο, η συνδυαστική 1D αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης με τις καμπύλες ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh* ή με τις καμπύλες *HVSR* εδαφικού θορύβου παρήγαγε γεωφυσικά μοντέλα με καλύτερη χωρική συνάφεια.

- Η συνδυαστική 1D αντιστροφή προσέφερε μεγαλύτερη διακριτική ικανότητα στα επιφανειακά στρώματα της γεωφυσικής δομής, συγκρίσιμη με τα αποτελέσματα ενεργητικών μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης μικρής κλίμακας (π.χ. ERT, MASW).
- Σε βάθη όπου η διακριτική ικανότητα της 1D αντιστροφής δεδομένων ήταν καλή, ο εντοπισμός της γεωμετρίας των επιφανειών ασυνέχειας της εδαφικής δομής δεν επηρεάστηκε από την επιλογή της ανεξάρτητης ή συνδυαστικής διαδικασίας αντιστροφής.
- Η σύγκριση των αποτελεσμάτων της εφαρμογής της μεθόδου εδαφικού θορύβου με το σύνολο των διαθέσιμων γεωλογικών, γεωφυσικών και γεωτεχνικών δεδομένων στην περιοχή μελέτης, αντικατοπτρίζει τις δυνατότητες της για την παραγωγή αξιόπιστων 3D γεωφυσικών μοντέλων του υπεδάφους σε αστικό περιβάλλον και γεωτεχνική κλίμακα.
- Η χρήση του προτεινόμενου 3D γεωφυσικού μοντέλου στην περιοχή μελέτης για την παραγωγή συνθετικών καμπύλων της συνάρτησης μεταφοράς των οριζόντια πολωμένων εγκαρσίων (SH) ελαστικών κυμάτων, προσέφερε τη δυνατότητα αναγνώρισης περιοχών με σημαντική ενίσχυση της εδαφικής κίνησης σε συχνότητες μεγαλύτερες της θεμελιώδους (f₀), η οποία δεν μπόρεσε να ανιχνευθεί από τις πειραματικές καμπύλες HVSR του εδαφικού θορύβου.

Θα πρέπει να επισημανθούν και δύο βασικά μειονεκτήματα που αναδείχθηκαν κατά την εφαρμογή της μεθόδου τομογραφίας εδαφικού θορύβου στην παρούσα διδακτορική διατριβή: **a**) Η ολοκλήρωση της μεθόδου μέσα σε ένα εύλογο χρονικό διάστημα για σκοπούς π.χ. γεωτεχνικού ενδιαφέροντος, απαιτεί την εγκατάσταση ενός μεγάλου αριθμού σταθμών ταυτόχρονης καταγραφής εδαφικού θορύβου στην περιοχή μελέτης, έτσι ώστε να προκύψει ικανοποιητική κάλυψη ακτινών για την τομογραφική αντιστροφή των δεδομένων. Ο έλεγχος και η διαχείριση ενός μεγάλου αριθμού σταθμών αποτελεί γενικά μία δύσκολη διαδικασία, ακόμα και σε μη αστικό περιβάλλον και, **β**) τα βήματα επεξεργασίας των δεδομένων είναι







ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΕΠΙΔΡΑΣΗΣ ΤΩΝ ΤΟΠΙΚΩΝ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΚΙΝΗΣΗ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΜΙΚΡΟΘΟΡΥΒΟΥ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ

Ανθυμίδης Μάριος Γεωλόγος, Μ.Sc. Γεωφυσικός

Στην παρούσα διδακτορική διατριβή εφαρμόστηκε η μέθοδος της τομογραφίας εδαφικού θορύβου του υπεδάφους με τη χρήση ειδικών δικτύων σεισμομέτρων (Ambient Noise Array Tomography) σε αστικό περιβάλλον και γεωτεχνική κλίμακα, για την εκτίμηση της τρισδιάστατης (3D) γεωφυσικής δομής του υπεδάφους. Στόχος της διατριβής ήταν η αξιολόγηση των δυνατοτήτων και περιορισμών της μεθόδου ως ένα εναλλακτικό εργαλείο προσδιορισμού της γεωφυσικής δομής, για την αξιοποίηση της στη μελέτη της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση, καθώς και σε γεωτεχνικές εφαρμογές.

Η συλλογή δεδομένων εδαφικού θορύβου πραγματοποιήθηκε με την εγκατάσταση ενός προσωρινού ειδικού δικτύου 34 σταθμών καταγραφής στο πολεοδομικό συγκρότημα της Θεσσαλονίκης (βόρεια Ελλάδα) και συγκεκριμένα στην ευρύτερη περιοχή του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (Α.Π.Θ.). Η γεωμετρία του ειδικού δικτύου ακολούθησε ένα συνδυασμό κυκλικών διατάξεων στο εξωτερικό του τμήμα, το οποίο συγχρόνως οριοθετούσε και την περιοχή έρευνας, και τυχαίων διατάξεων στο εσωτερικό του. Η χρονική διάρκεια συλλογής δεδομένων εδαφικού θορύβου κυμαινόταν από λίγες ημέρες έως ένα μήνα, με την πλειονότητα των σταθμών καταγραφής του ειδικού δικτύου να διαθέτουν δεδομένα για περισσότερες από 15 ημέρες.

Η επεξεργασία των δεδομένων διαιρέθηκε σε έξι συνολικά βήματα: **1)** στη διασυσχέτιση (*Cross-Correlation*) των καταγραφών εδαφικού θορύβου για κάθε ζεύγος σταθμών του ειδικού δικτύου με τον υπολογισμό των

Εκτεταμένη Ελληνική Περίληψη

αντίστοιχων καμπύλων διασυσχέτισης, 2) τον υπολογισμό του λόγου του σήματος προς θόρυβο (SNR) στις καμπύλες διασυσχέτισης για την απόρριψη των χαμηλής ποιότητας δεδομένων, 3) την ανάλυση πολλαπλών φίλτρων (Dziewonski et al. 1969), 4) την εξαγωγή των καμπύλων σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh για κάθε ζεύγος σταθμών του ειδικού δικτύου, 5) τον υπολογισμό των καμπύλων ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh για κάθε θέση σταθμού του ειδικού δικτύου και, 6) τον υπολογισμό του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (HVSR) εδαφικού θορύβου σε κάθε θέση σταθμού του ειδικού ειδικού δικτύου.

Οι καμπύλες σκέδασης για κάθε ζεύγος σταθμών του ειδικού δικτύου χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των χρόνων διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh σε διακριτές τιμές της συχνότητας μέσα στο διάστημα από 1.5 έως 14Ηz. Στους χρόνους διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων εφαρμόστηκε μία τομογραφική προσέγγιση αντιστροφής, η οποία οδήγησε στην εκτίμηση της χωρικής κατανομής της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στην περιοχή μελέτης, για τις ίδιες διακριτές τιμές της συχνότητας. Η τομογραφική αντιστροφή πραγματοποιήθηκε με τη χρήση προσεγγιστικών ζωνών Fresnel (Červený & Soares 1992) στις ακτίνες διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων, καθώς και με την εισαγωγή κατάλληλων περιορισμών (constraints) της λύσης (Hannemann et al. 2014), όπως της απόσβεσης (Damping), της χωρικής εξομάλυνσης (Spatial Smoothing) και της διασυχνοτικής εξομάλυνσης (Interfrequency Smoothing), για τη σταθεροποίηση των χαρτών, δηλαδή των τομογραφικών εικόνων στο χώρο του ειδικού δικτύου. Στα αποτελέσματα της τομογραφικής αντιστροφής εφαρμόστηκαν κατάλληλα κριτήρια αποκοπής για την απομάκρυνση των μη αξιόπιστων δεδομένων. Σε αυτά τα κριτήρια συμπεριλήφθηκαν ο αριθμός και το μήκος των ακτινών που διαπερνούσαν κάθε κόμβο του προκαθορισμένου τομογραφικού πλέγματος, το σχετικό σφάλμα προσδιορισμού της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων και το μήκος διακριτικής ικανότητας (Resolving Length) (Toomey & Foulger 1989). Η τελική σύνθεση των αποτελεσμάτων της τομογραφίας για όλες τις διακριτές τιμές της συχνότητας οδήγησε στην ανακατασκευή των τοπικών καμπύλων σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh σε κάθε κόμβο του τομογραφικού πλέγματος.

Στις τοπικές καμπύλες σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων εφαρμόστηκε ο αλγόριθμος γειτνίασης (*Neighborhood Algorithm*) (Sambridge 1999a, Sambridge 1999b, Wathelet 2008), για την 1D αντιστροφή τους και την

εκτίμηση της τοπικής κατανομής της ταχύτητας των εγκαρσίων ελαστικών κυμάτων (V_s) σε συνάρτηση με το βάθος. Η σύνθεση όλων των 1D εδαφικών προφίλ επέτρεψε την αναγνώριση της χωρικής κατανομής των κύριων επιφανειών ασυνέχειας του υπεδάφους και την εκτίμηση του 3D γεωφυσικού μοντέλου δομής στην περιοχή μελέτης. Επιπλέον, για τη βελτίωση της διακριτικής ικανότητας της 1D αντιστροφής στα επιφανειακά στρώματα της δομής και την εξαγωγή των επιφανειών ασυνέχειας του υπεδάφους με καλύτερη χωρική συνάφεια, πραγματοποιήθηκε συνδυαστική 1D αντιστροφή των τοπικών καμπύλων σκέδασης με τις καμπύλες ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων *Rayleigh*. Το 3D γεωφυσικό μοντέλο δομής που προέκυψε από την υπέρθεση των 1D μοντέλων (προσομοιωμάτων) της συνδυαστικής αντιστροφής είναι το τελικά προτεινόμενο γεωφυσικό μοντέλο για την περιοχή μελέτης.

Ψηφιακή συλλογή

Το προτεινόμενο 3D γεωφυσικό μοντέλο δομής βρίσκεται σε πολύ καλή συμφωνία με το σύνολο των διαθέσιμων γεωλογικών, γεωφυσικών και γεωτεχνικών πληροφοριών, καθώς και αντίστοιχων 3D γεωτεχνικών εδαφικών μοντέλων μεγάλης κλίμακας (Anastasiadis et al. 2001) για την περιοχή μελέτης. Παράλληλα, επιτρέπει την πρόβλεψη της χωρικής κατανομής διαφόρων ποσοτήτων (π.χ. χωρικής κατανομής συναρτήσεων μεταφοράς, ελλειπτικότητας, κλπ.) που είτε είναι άμεσα συγκρίσιμες με τα δεδομένα, είτε δίνουν μία νέα εικόνα για τη χωρική μεταβολή της επίδρασης των εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση. Τα αποτελέσματα δείχνουν ότι η εφαρμογή της τριδιάστατης (3D) τομογραφίας εδαφικού θορύβου μπορεί να παρέχει με αξιοπιστία τη γεωφυσική δομή του υπεδάφους σε αστικά περιβάλλοντα, τουλάχιστον με παρόμοια γεωλογική δομή με αυτό της Θεσσαλονίκης, και σε γεωτεχνική κλίμακα.



304



A CONTRIBUTION TO THE STUDY OF SITE EFFECTS ON SEISMIC MOTION WITH THE USAGE OF AMBIENT NOISE DATA AND SEISMIC RECORDINGS

Anthymidis Marios

Geologist, M.Sc. Geophysicist

The method of ambient noise array tomography was implemented in an urban environment and at a geotechnical scale for the evaluation of the 3D geophysical subsurface structure. The main goal of the present study was to explore the capabilities and limitations of this ambient noise method as an alternative tool for the geophysical subsurface structure determination, in order to be applied for the assessment of site effects on seismic ground motion, as well as for geotechnical applications.

For the ambient noise data acquisition, a temporary network of 34 recording stations was installed in the urban area of Thessaloniki city (Northern Greece); more specifically within the broader area where the Aristotle University of Thessaloniki (AUTh) campus is located. The employed array geometry followed an outer circular arrangement of seismometers, essentially defining the outer limits of the study area, and several seismometers were installed inside that area on arbitrary, rather equidistant positions. The total duration of ambient noise recordings for each array station ranged from a few days to more than a month, with an average duration exceeding the 15 days.

The data processing was divided into six steps: **1**) cross-correlation of the ambient noise recordings for each interstation pair of the array and the calculation of the corresponding cross-correlation curves, **2**) computation of the signal to noise ratio (*SNR*) of the cross-correlation curves, in order to remove low quality data, **3**) multiple filter analysis (Dziewonski et al. 1969), **4**) extraction of the group slowness dispersion curves of Rayleigh waves for each interstation pair of the array, **5**) calculation of Rayleigh waves' ellipticity

curves for all array stations and, **6**) calculation of the horizontal to vertical spectral ratio (*HVSR*) curves for all array stations.

The obtained dispersion curves were used to compute the travel-times of Rayleigh waves at discrete frequencies within the range of 1.5 to 14Hz. The derived travel-times of the surface waves, were inverted using a tomographic approach, which led to the assessment of the spatial distribution of the Rayleigh waves' group slowness in the study area, for the same frequency range. The tomographic inversion was performed using approximate Fresnel zones (Červený & Soares 1992) for the rays of the array, as well as by introducing linear constraints to the solution (Hannemann et al. 2014), such as damping, spatial smoothing and inter-frequency smoothing, in order to stabilize the results (tomographic images) recovered for the study area. Several cut-off criteria were applied to the tomographic results in order to remove unreliable data. These criteria included the number and length of rays associated with each node of the predetermined tomographic grid, the relative group slowness error and the resolving length (Toomey & Foulger 1989). The combination of the tomography results for all the discrete frequencies led to the reconstruction of the local Rayleigh wave dispersion curves at each node of the tomographic grid.

The neighborhood algorithm (Sambridge 1999a, 1999b, Wathelet 2008) was implemented to the local dispersion curves for 1D inversion and to estimate the local shear wave velocity distribution (V_s) with depth. The superposition of all 1D ground profiles allowed the retrieval of the spatial distribution of the main interfaces of the subsurface structure and the evaluation of the 3D geophysical model in the study area. In addition, to improve the resolution of the 1D inversion in the uppermost subsurface layers and to extract the interfaces with improved spatial coherency, a joint 1D inversion of local dispersion curves with Rayleigh ellipticity curves was performed. The 3D geophysical model of the subsurface structure that was derived from the superposition of the 1D joint inversion models was considered as the final model for the study area.

The proposed 3D geophysical model is in very good agreement with the available geological, geophysical and geotechnical information and the corresponding large-scale 3D geotechnical ground model (Anastasiadis et al. 2001) for the study area. Moreover, the model allows the assessment of the spatial distribution of several geophysical quantities (e.g. spatial distribution of transfer functions, Rayleigh ellipticity, etc.), which are either directly
88

comparable with the data, or provide a new picture regarding the spatial variation of site effects on seismic motions in the area. The results suggest that the application of three-dimensional (3D) ambient noise array tomography can provide a reliable geophysical model of the subsurface structure in urban environments, at least with a similar geological setting as the city of Thessaloniki, and at a geotechnical scale.





- Abrahamson, N. A., Silva, W. J., & Kamai, R. (2014). Summary of the ASK14 ground motion relation for active crustal regions. *Earthquake Spectra*, 30(3), 1025–1055. https://doi.org/10.1193/070913EQS198M
- Aki, K. (1965). A note on the use of microseisms in determining the shallow structures of the earth's crust. *Geophysics*, 30(4), 665–666.
- Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 35, 415–457. https://doi.org/http://hdl.handle.net/2261/11892
- Aki, K., & Richards, P. (2002). *Quantitative Seismology* (2nd ed.). University Science Press.
- Aki, K., & Lee, W. H. K. (1976). Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes, 1. A homogeneous initial model. *Journal of Geophysical Research*, 81(23), 4381–4399. https://doi.org/10.1029/JB081i023p04381
- Albert, D. G., & Decato, S. N. (2017). Acoustic and seismic ambient noise measurements in urban and rural areas. *Applied Acoustics*, 119, 135–143. https://doi.org/10.1016/j.apacoust.2016.12.015
- Anastasiadis, A., Raptakis, D., & Pitilakis, K. (2001). Thessaloniki's detailed microzoning: Subsurface structure as basis for site response analysis. *Pure and Applied Geophysics*, 158(12), 2597–2633. https://doi.org/10.1007/pl00001188
- Ansal, A. M., Iyisan, R., & Güllü, H. (2001). Microtremor measurements for the microzonation of Dinar. *Pure and Applied Geophysics*, 158(12), 2525–2541. https://doi.org/10.1007/pl00001184
- Anthymidis, M., Papazachos, C., Ohrnberger, M., Oikonomou, D., Savvaidis, A., Theodoulidis, N., Vargemezis, G., & Tsourlos, P. (2018). Generating 3D Vs models in urban environments from ambient noise tomography and combined MASW investigations: The case of the city of Thessaloniki. 16th European Conference on Earthquake Engineering, 18-21 June, Thessaloniki, Greece, 1–12.
- Anthymidis, M., Theodoulidis, N., Savvaidis, A., & Papazachos, C. (2012). Constraining site response and shallow geophysical structure by ambient noise measurements and 1D numerical simulations: The case of Grevena town (N. Greece). Bulletin of Earthquake Engineering, 10(6), 1685–1716. https://doi.org/10.1007/s10518-012-9378-3
- Apostolidis, P., Raptakis, D., Roumelioti, Z., & Pitilakis, K. (2004). Determination of S-wave velocity structure using microtremors and spac method applied in Thessaloniki (Greece). Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 24(1), 49–67. https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2003.09.001
- Asten, M. W., & Dhu, T. (2002). Enhanced interpretation of microtremor spectral ratios using multimode Rayleigh-wave particle-motion computations. In M.

- Griffith, D. Love, P. McBean, A. McDougall, & B. Butler (Eds.), *Total Risk Management in the Privatised Era* (Issue 8). Australian Earthquake Engineering Society.
- Barani, S., Albarello, D., Massa, M., & Spallarossa, D. (2017). Influence of twenty years of research on ground-motion prediction equations on probabilistic seismic hazard in Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(1), 240–255. https://doi.org/10.1785/0120150276
- Bard, P.-Y. (1999). Microtremor measurement: a tool for site effect estimation? In K. Irikura, K. Kudo, H. Okada, & T. Sasatani (Eds.), *The Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, 1-3 December, Yokohama, Japan (pp. 1251–1279). Balkema, Rotterdam, Netherlands.
- Bard, P., & Bouchon, M. (1985). The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(2), 519–541.
- Bard, P.-Y., & Participants. (2004). The SESAME project: An overview and main results. 13th World Conference on Earthquake Engineering, 1-6 August, Vancouver, Canada.
- Barmin, M. P., Ritzwoller, M. H., & Levshin, A. L. (2001). A fast and reliable method for surface wave tomography. *Pure and Applied Geophysics*, 158(8), 1351–1375. https://doi.org/10.1007/pl00001225
- Behm, M., & Snieder, R. (2013). Love waves from local traffic noise interferometry. *The Leading Edge*, 32, 628–632. https://doi.org/10.1190/tle32060628.1.
- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., Shapiro, N. M., & Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1239–1260. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x
- Berbellini, A., Morelli, A., & Ferreira, A. M. G. (2017). Crustal structure of northern Italy from the ellipticity of Rayleigh waves. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 265, 1–14. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.12.005
- Bettig, B., Bard, P. Y., Scherbaum, F., Riepl, J., Cotton, F., Cornou, C., & Hatzfeld, D. (2001). Analysis of dense array noise measurements using the modified spatial auto-correlation method (SPAC): Application to the Grenoble area. *Bollettino Di Geofisica Teorica Ed Applicata*, 42(3–4), 281–304.
- Bodin, P., Smith, K., Horton, S., & Hwang, H. (2001). Microtremor observations of deep sediment resonance in metropolitan Memphis, Tennessee. *Engineering Geology*, 62(1–3), 159–168. https://doi.org/10.1016/S0013-7952(01)00058-8
- Bonnefoy-Claudet, S., Cornou, C., Bard, P. Y., Cotton, F., Moczo, P., Kristek, J., & Fäh, D. (2006). H/V ratio: A tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations. *Geophysical Journal International*, 167(2), 827–837. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03154.x
- Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., & Bard, P. Y. (2006). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies. A literature review. *Earth-Science Reviews*, 79(3-4), 205–227. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.07.004
- Boore, D. M., Stewart, J. P., Seyhan, E., & Atkinson, G. M. (2014). NGA-West2 equations for predicting PGA, PGV, and 5% damped PSA for shallow crustal

earthquakes. *Earthquake Spectra*, 30(3), 1057–1085. https://doi.org/10.1193/070113EQS184M

Ψηφιακή συλλογή

- Bora, N., Biswas, R., & Bora, D. K. (2017). Assessing attenuation characteristics prevailing in a seismic prone area of North Eastern Region, India. *Journal of Geophysics and Engineering*, 14(6), 1368–1381. https://doi.org/10.1088/1742-2140/aa7d11
- Borcherdt, R. D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco bay. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 60(1), 29–61.
- Boxberger, T., Picozzi, M., & Parolai, S. (2011). Shallow geology characterization using Rayleigh and Love wave dispersion curves derived from seismic noise array measurements. *Journal of Applied Geophysics*, 75(2), 345–354. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.06.032
- Boxberger, T., Pilz, M., & Parolai, S. (2017). Shear wave velocity versus quality factor: Results from seismic noise recordings. *Geophysical Journal International*, 210(2), 660–670. https://doi.org/10.1093/gji/ggx161
- Brenguier, F., Shapiro, N. M., Campillo, M., Nercessian, A., & Ferrazzini, V. (2007). 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations. *Geophysical Research Letters*, 34(2), 2–6. https://doi.org/10.1029/2006GL028586
- Campillo, M., & Paul, A. (2003). Long range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, 299(5606), 547–549. https://doi.org/10.1126/science.1078551
- Capon, J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proceedings of the IEEE*, 57(8), 146–156. https://doi.org/10.1109/9780470544075.ch2
- Carniel, R., Barazza, F., & Pascolo, P. (2006). Improvement of Nakamura technique by singular spectrum analysis. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 26(1), 55–63. https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2005.08.005
- Cercato, M. (2018). Sensitivity of Rayleigh wave ellipticity and implications for surface wave inversion. *Geophysical Journal International*, 213(1), 489–510. https://doi.org/10.1093/GJI/GGX558
- Cerveny, V., & Soares, J. E. P. (1992). Fresnel volume ray tracing. *Geophysics*, 57(7), 902–915. https://doi.org/10.1190/1.1443303
- Chatzis, N., Papazachos, C., Theodoulidis, N., Klimis, N., & Anthymidis, M. (2018).
 1D Vs models by single-station noise data inversion and joint interpretation with independent data. 16th European Conference on Earthquake Engineering, 18-21 June, Thessaloniki, Greece, 1–12.
- Chávez-García, F. J., & Bard, P. Y. (1994). Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Michoacan earthquakes. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 13(4), 229–247. https://doi.org/10.1016/0267-7261(94)90028-0
- Chávez-García, F. J., Rodríguez, M., & Stephenson, W. R. (2005). An alternative approach to the SPAC analysis of microtremors: Exploiting stationarity of noise. Bulletin of the Seismological Society of America, 95(1), 277–293. https://doi.org/10.1785/0120030179
- Chen, K.-C., Chiu, J.-M., & Yang, Y.-T. (1994). Qp-Qs relations in the sedimentary

basin of the upper Mississippi embayment using converted phases. Bulletin of the Seismological Society of America, 84(6), 1861–1868.

- Chouet, B., De Luca, G., Milana, G., Dawson, P., Martini, M., & Scarpa, R. (1998). Shallow velocity structure of Stromboli Volcano, Italy, derived from smallaperture array measurements of Strombolian tremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(3), 653–666.
- Claerbout, J. F. (1968). Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response. *Geophysics*, 33(2), 264–269. https://doi.org/10.1190/1.1439927
- Clouser, R., & Langston, C. (1991). QpQs relations in a sedimentary basin using converted phases. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81(3), 733–750.
- Constable, S. C., Parker, R. L., & Constable, C. G. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52(3), 289–300. https://doi.org/10.1190/1.1442303
- Cornou, C., Bard, P. Y., & Dietrich, M. (2003). Contribution of dense array analysis to the identification and quantification of basin-edge-induced waves, part II: Application to Grenoble basin (French Alps). *Bulletin of the Seismological Society* of America, 93(6), 2624–2648. https://doi.org/10.1785/0120020140
- Cox, H. (1973). Spatial correlation in arbitrary noise fields with application to ambient sea noise. *Journal of the Acoustical Society of America*, 54(5), 1289–1301. https://doi.org/10.1121/1.1914426
- Curtis, A., Gerstoft, P., Sato, H., Snieder, R., & Wapenaar, K. (2006). Seismic interferometry - Turning noise into signal. *The Leading Edge*, 25(9), 1082–1092. https://doi.org/10.1190/1.2349814
- Daily, W. D., & Owen, E. (1991). Cross-borehole resistivity tomography. *Geophysics*, 56(8), 1228–1235. https://doi.org/10.1190/1.1890267
- D'Amico, V., Albarello D., & Mucciarelli, M. (2002). Validation through HVSR measurements of a method for the quick detection of site amplification effects from intensity data: An application to a seismic area in Northern Italy. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22(6), 475–483. https://doi.org/10.1016/S0267-7261(02)00031-3
- de Ridder, S., & Dellinger, J. (2011). Ambient seismic noise eikonal tomography for near-surface imaging at Valhall. *The Leading Edge*, 30(5), 506–512. https://doi.org/10.1190/1.3589108
- Delgado, J., Alfaro, P., Galindo-Zaldivar, J., Jabaloy, A., López Garrido, A. C., & Sanz de Galdeano, C. (2002). Structure of the Padul-Nigüelas basin (S Spain) from H/V ratios of ambient noise: Application of the method to study peat and coarse sediments. *Pure and Applied Geophysics*, 159(11–12), 2733–2749. https://doi.org/10.1007/s00024-002-8756-1
- Delgado, J., López Casado, C., Estévez, A., Giner, J., Cuenca, A., & Molina, S. (2000). Mapping soft soils in the Segura river valley (SE Spain): A case study of microtremors as an exploration tool. *Journal of Applied Geophysics*, 45(1), 19–32. https://doi.org/10.1016/S0926-9851(00)00016-1
- Delgado, J., Lopez Casado, C., Giner, J., Estevez, A., Cuenca, A., & Molina, S. (2000).Microtremors as a geophysical exploration tool: Applications and limitations.PureandAppliedGeophysics,157(9),1445–1462.

https://doi.org/10.1007/pl00001128

- Derode, A., Larose, E., Campillo, M., & Fink, M. (2003). How to estimate the Green's function of a heterogeneous medium between two passive sensors? Application to acoustic waves. *Applied Physics Letters*, *83*(15), 3054–3056. https://doi.org/10.1063/1.1617373
- Di Giulio, G., Cornou, C., Ohrnberger, M., Wathelet, M., & Rovelli, A. (2006). Deriving wavefield characteristics and shear-velocity profiles from twodimensional small-aperture arrays analysis of ambient vibrations in a smallsize alluvial basin, Colfiorito, Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(5), 1915–1933. https://doi.org/10.1785/0120060119
- Di Giulio, G., Savvaidis, A., Ohrnberger, M., Wathelet, M., Cornou, C., Knapmeyer-Endrun, B., Renalier, F., Theodoulidis, N., & Bard, P. Y. (2012). Exploring the model space and ranking a best class of models in surface-wave dispersion inversion: Application at European strong-motion sites. *Geophysics*, 77(3), 147– 166. https://doi.org/10.1190/geo2011-0116.1
- Dias, R. C., Julià, J., & Schimmel, M. (2014). Rayleigh-Wave, Group-Velocity tomography of the Borborema Province, NE Brazil, from ambient seismic noise. *Pure and Applied Geophysics*, 172(6), 1429–1449. https://doi.org/10.1007/s00024-014-0982-9
- Díaz, J. (2016). On the origin of the signals observed across the seismic spectrum. *Earth-Science Reviews*, 161, 224–232. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.07.006
- Dunkin, J. (1965). Computation of model solutions in layered, elastic meida at high frequencies. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 55(2), 335–358.
- Duval, A. M., Vidal, S., Méneroud, J. P., Singer, A., De Santis, F., Ramos, C., Romero, G., Rodriguez, R., Pernia, A., Reyes, N., & Griman, C. (2001). Caracas, Venezuela, site effect determination with microtremors. *Pure and Applied Geophysics*, 158(12), 2513–2523. https://doi.org/10.1007/pl00001183
- Duvall, T., Jefferies, S., Harvey, J., & Pomerantz, M. (1993). Time-distance helioseismology. *Nature*, 362, 430–432. https://doi.org/10.1017/cbo9781107785281.015
- Dziewonski, A., Bloch, S., & Landisman, M. (1969). A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59(1), 427–444.
- Ebeling, C. W. (2012). Inferring ocean storm characteristics from ambient seismic noise: A historical perspective. In R. Dmowska (Ed.), Advances in Geophysics (Vol. 53). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-380938-4.00001-X
- Escudero, C. R., & Bandy, W. L. (2017). Ambient seismic noise tomography of the Colima volcano complex. *Bulletin of Volcanology*, 79(13). https://doi.org/10.1007/s00445-016-1096-2
- Evangelidis, C. P., & Melis, N. S. (2012). Ambient noise levels in greece as recorded at the hellenic unified seismic network. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(6), 2507–2517. https://doi.org/10.1785/0120110319
- Fäh, D., Kind, F., & Giardini, D. (2001). A theoretical investigation of average H/V ratios. *Geophysical Journal International*, 145(2), 535–549.

https://doi.org/10.1046/j.0956-540X.2001.01406.x

- Fang, H., Yao, H., Zhang, H., Huang, Y. C., & Van Der Hilst, R. D. (2015). Direct inversion of surface wave dispersion for three-dimensional shallow crustal structure based on ray tracing: Methodology and application. *Geophysical Journal International*, 201(3), 1251–1263. https://doi.org/10.1093/gji/ggv080
- Field, E. H., Hough, S. E., & Jacob, K. H. (1990). Using microtremors to assess potential earthquake site response: a case study in Flushing Meadows, New York City. Bulletin of the Seismological Society of America, 80(6), 1456–1480. https://doi.org/10.1016/0148-9062(92)91061-9
- Field, E. H., & Jacob, K. H. (1995). A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(4), 1127–1143.
- Franklin, J. N. (1970). Well-posed stochastic extensions of ill-posed linear problems. *Journal of Mathematical Analysis and Applications*, 31(3), 682–716. https://doi.org/10.1016/0022-247X(70)90017-X
- Fuchs, K., & Müller, G. (1971). Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 23(4), 417–433. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1971.tb01834.x
- Fyen, J. (1990). Diurnal and seasonal variations in the microseismic noise level observed at the NORESS array. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 63(3– 4), 252–268. https://doi.org/10.1016/0031-9201(90)90026-T
- Gallipoli, M. R., Mucciarelli, M., Albarello, D., Lapenna, V., Schlattarella, M., & Calvano, G. (2003). Hints about site amplification effects comparing macroseismic hazard estimate with microtremor measurements: The AGRI valley (Italy) example. *Journal of Earthquake Engineering*, 7(1), 51–72. https://doi.org/10.1080/13632460309350441
- García-Jerez, A., Navarro, M., Alcalá, F. J., Luzón, F., Pérez-Ruiz, J. A., Enomoto, T., Vidal, F., & Ocaña, E. (2007). Shallow velocity structure using joint inversion of array and h/v spectral ratio of ambient noise: The case of Mula town (SE of Spain). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 27(10), 907–919. https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2007.03.001
- García-Jerez, A., Luzón, F., Navarro, M., & Pérez-Ruiz, J. A. (2006). Characterization of the sedimentary cover of the Zafarraya basin, southern Spain, by means of ambient noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(3), 957–967. https://doi.org/10.1785/0120050061
- García-Jerez, A., Luzón, F., Navarro, M., & Santoyo, M. A. (2010). Assessing the reliability of the single circular-array method for Love-wave ambient-noise surveying. Bulletin of the Seismological Society of America, 100(5), 2230–2249. https://doi.org/10.1785/0120090224
- García-Jerez, A., Seivane, H., Navarro, M., Martínez-Segura, M., & Piña-Flores, J. (2019). Joint analysis of Rayleigh-wave dispersion curves and diffuse-field HVSR for site characterization: The case of El Ejido town (SE Spain). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 121, 102–120. https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2019.02.023

Gerstoft, P., Shearer, P. M., Harmon, N., & Zhang, J. (2008). Global P, PP, and PKP wave microseisms observed from distant storms. *Geophysical Research Letters*, 35(23), 4–9. https://doi.org/10.1029/2008GL036111

- Giannopoulos, D., Rivet, D., Sokos, E., Deschamps, A., Mordret, A., Lyon-Caen, H., Bernard, P., Paraskevopoulos, P., & Tselentis, G. A. (2017). Ambient noise tomography of the western Corinth Rift, Greece. *Geophysical Journal International*, 211(1), 284–299. https://doi.org/10.1093/GJI/GGX298
- Gilbert, F., & Backus, G. (1966). Propagator matrices in elastic wave and vibration problems. *Geophysics*, *31*(2), 326–332.
- Gkarlaouni, C., Papadimitriou, E., Karakostas, V., Kilias, A., & Lasocki, S. (2015). Fault population recognition through microseismicity in Mygdonia region (northern Greece). *Bollettino Di Geofisica Teorica Ed Applicata*, 56(3), 367–382. https://doi.org/10.4430/bgta0153
- Gkogkas, K., Papazachos, C., Anthymidis, M., & Ohrnberger, M. (2018). Preliminary results on the 3D structure and transverse anisotropy of the Euroseistest area (Northern Mygdonia basin, Greece) from Love wave ambient noise tomography. 16th European Conference on Earthquake Engineering, 18-21 June, Thessaloniki, Greece, 1–12.
- Gosar, A., Stopar, R., Car, M., & Mucciarelli, M. (2001). The earthquake on 12 April 1998 in the Krn mountains (Slovenia): Ground-motion amplification study using microtremors and modelling based on geophysical data. *Journal of Applied Geophysics*, 47(2), 153–167. https://doi.org/10.1016/S0926-9851(01)00058-1
- Gouédard, P., Stehly, L., Brenguier, F., Campillo, M., Colin De Verdière, Y., Larose, E., Margerin, L., Roux, P., Sánchez-sesma, F. J., Shapiro, N. M., & Weaver, R. L. (2008). Cross-correlation of random fields: Mathematical approach and applications. *Geophysical Prospecting*, 56(3), 375–393. https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2007.00684.x
- Goutorbe, B., de Oliveira Coelho, D. L., & Drouet, S. (2015). Rayleigh wave group velocities at periods of 6-23 s across Brazil from ambient noise tomography. *Geophysical Journal International*, 203(2), 869–882. https://doi.org/10.1093/gji/ggv343
- Gouveia, F., Lopes, I., & Gomes, R. C. (2016). Deeper Vs profile from joint analysis of Rayleigh wave data. *Engineering Geology*, 202, 85–98. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2016.01.006
- Green, D. N., Bastow, I. D., Dashwood, B., & Nippress, S. E. J. (2017). Characterizing broadband seismic noise in central London. *Seismological Research Letters*, 88(1), 113–124. https://doi.org/10.1785/0220160128
- Groos, J. C., & Ritter, J. R. R. (2009). Time domain classification and quantification of seismic noise in an urban environment. *Geophysical Journal International*, 179(2), 1213–1231. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04343.x
- Gualtieri, L., Stutzmann, E., Capdeville, Y., Farra, V., Mangeney, A., & Morelli, A. (2015). On the shaping factors of the secondary microseismic wavefield. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120, 6241–6262. https://doi.org/10.1002/2015JB012157.Received

Gualtieri, L. (2014). *Modeling the secondary microseismic noise generation and propagation*. PhD Thesis, University of Paris.

- Guéguen, P., Chatelain, J. L., Guillier, B., Yepes, H., & Egred, J. (1998). Site effect and damage distribution in Pujili (Ecuador) after the 28 March 1996 earthquake. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 17(5), 329–334. https://doi.org/10.1016/S0267-7261(98)00019-0
- Haendel, A., Ohrnberger, M., & Krüger, F. (2016). Extracting near-surface QL between 1-4 Hz from higher-order noise correlations in the Euroseistest area, Greece. *Geophysical Journal International*, 207(2), 655–666. https://doi.org/10.1093/gji/ggw295
- Haghshenas, E., Bard, P. Y., Theodulidis, N., Atakan, K., Cara, F., Cornou, C., Cultrera, G., Di Giulio, G., Dimitriu, P., Fäh, D., De Franco, R., Marcellini, A., Pagani, M., Rovelli, A., Savvaidis, A., Tento, A., Vidal, S., & Zacharopoulos, S. (2008). Empirical evaluation of microtremor H/V spectral ratio. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 6(1), 75–108. https://doi.org/10.1007/s10518-007-9058-x
- Hannemann, K., Papazachos, C., Ohrnberger, M., Savvaidis, A., Anthymidis, M., & Lontsi, A. M. (2014). Three-dimensional shallow structure from high-frequency ambient noise tomography: New results for the Mygdonia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 119, 4979–4999.* https://doi.org/10.1002/2013JB010914
- Hansen, S. E., Graw, J. H., Kenyon, L. M., Nyblade, A. A., Wiens, D. A., Aster, R. C., Huerta, A. D., Anandakrishnan, S., & Wilson, T. (2014). Imaging the Antarctic mantle using adaptively parameterized P-wave tomography: Evidence for heterogeneous structure beneath West Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 408, 66–78. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.09.043
- Haskell, N. (1953). The dispersion of surface waves on multilayered media. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 43(1), 17–34.
- Hillers, G., & Ben-Zion, Y. (2011). Seasonal variations of observed noise amplitudes at 2-18 Hz in southern California. *Geophysical Journal International*, 184(2), 860– 868. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04886.x
- Hobiger, M., Bard, P. Y., Cornou, C., & Le Bihan, N. (2009). Single station determination of Rayleigh wave ellipticity by using the random decrement technique (RayDec). *Geophysical Research Letters*, 36, 1–5. https://doi.org/10.1029/2009GL038863
- Hobiger, M., Cornou, C., Wathelet, M., Di Giulio, G., Knapmeyer-Endrun, B., Renalier, F., Bard, P. Y., Savvaidis, A., Hailemikael, S., Le Bihan, N., Ohrnberger, M., & Theodoulidis, N. (2013). Ground structure imaging by inversions of Rayleigh wave ellipticity: Sensitivity analysis and application to European strong-motion sites. *Geophysical Journal International*, 192(1), 207–229. https://doi.org/10.1093/gji/ggs005
- Hollender, F., Cornou, C., Dechamp, A., Oghalaei, K., Renalier, F., Maufroy, E., Burnouf, C., Thomassin, S., Wathelet, M., Bard, P. Y., Boutin, V., Desbordes, C., Douste-Bacqué, I., Foundotos, L., Guyonnet-Benaize, C., Perron, V., Régnier, J., Roullé, A., Langlais, M., & Sicilia, D. (2017). Characterization of site conditions (soil class, VS30, velocity profiles) for 33 stations from the French permanent

accelerometric network (RAP) using surface-wave methods. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16(6), 2337–2365. https://doi.org/10.1007/s10518-017-0135-5

Ψηφιακή συλλογή

- Horike, M. (1985). Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the Swave-velocity structure down to the basement in urbanized areas. *Journal of Physics of the Earth*, 33(2), 59–96. https://doi.org/10.4294/jpe1952.33.59
- Huang, H., Yao, H., & Van Der Hilst, R. D. (2010). Radial anisotropy in the crust of SE Tibet and SW China from ambient noise interferometry. *Geophysical Research Letters*, *37*(21). https://doi.org/10.1029/2010GL044981
- Huang, Y. C., Lin, C. H., & Kagiyama, T. (2017). Shallow crustal velocities and volcanism suggested from ambient noise studies using a dense broadband seismic network in the Tatun Volcano Group of Taiwan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 341, 6–20. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.016
- Huang, Y. C., Ohkura, T., Kagiyama, T., Yoshikawa, S., & Inoue, H. (2018). Shallow volcanic reservoirs and pathways beneath Aso caldera revealed using ambient seismic noise tomography. *Earth, Planets and Space,* 70(169). https://doi.org/10.1186/s40623-018-0941-2
- Husen, S., & Kissling, E. (2001). Local earthquake tomography between rays and waves: Fat ray tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 123(2–4), 127–147. https://doi.org/10.1016/S0031-9201(00)00206-5
- Inzunza, D. A., Montalva, G. A., Leyton, F., Prieto, G., & Ruiz, S. (2018). Shallow ambient-noise 3D tomography in the concepción basin, Chile: Implications for low-frequency ground motions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 109(1), 75–86. https://doi.org/10.1785/0120180061
- Jackson, D. D. (1979). The use of a priori data to resolve non-uniqueness in linear inversion. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 57(1), 137–157. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1979.tb03777.x
- Kao, H., Behr, Y., Currie, C. A., Hyndman, R., Townend, J., Lin, F. C., Ritzwoller, M. H., Shan, S. J., & He, J. (2013). Ambient seismic noise tomography of Canada and adjacent regions: Part I. Crustal structures. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(11), 5865–5887. https://doi.org/10.1002/2013JB010535
- Kilias, A., Falalakis, G., & Mountrakis, D. (1999). Cretaceous-Tertiary structures and kinematics of the Serbomacedonian metamorphic rocks and their relation to the exhumation of the Hellenic hinterland (Macedonia, Greece). *International Journal of Earth Sciences*, 88(3), 513–531. https://doi.org/10.1007/s005310050282
- Kilias, A., Tranos, M., & Alonso Chaves, F. (2002). Extensional collapse of the Hellenides: a review. *Revista de La Sociedad Geológica de España*, 15(3), 129–139.
- Kilias, A., Falalakis, G., Sfeikos, A., Papadimitriou, E., Vamvaka, A., & Gkarlaouni, C. (2013). The Thrace basin in the Rhodope province of NE Greece - A tertiary supradetachment basin and its geodynamic implications. *Tectonophysics*, 595– 596, 90–105. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.05.008

Knopoff, L. (1964). Q. Reviews of Geophysics, 2(4), 625-660.

Köhler, A., Ohrnberger, M., Scherbaum, F., Wathelet, M., & Cornou, C. (2007). Assessing the reliability of the modified three-component spatial autocorrelation technique. *Geophysical Journal International*, 168(2), 779–796. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03253.x

- Konno, K., & Ohmachi, T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1), 228–241.
- Koper, K. D., & de Foy, B. (2008). Seasonal anisotropy in short-period seismic noise recorded in South Asia. Bulletin of the Seismological Society of America, 98(6), 3033–3045. https://doi.org/10.1785/0120080082
- Koper, K. D., Seats, K., & Benz, H. (2010). On the composition of earth's short-period seismic noise field. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(2), 606– 617. https://doi.org/10.1785/0120090120
- Kristek, J., & Moczo, P. (2003). Seismic-wave propagation in viscoelastic media with material discontinuities: A 3D fourth-order staggered-grid finite-difference modeling. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(5), 2273–2280. https://doi.org/10.1785/0120030023
- Kydonakis, K., Brun, J. P., Sokoutis, D., & Gueydan, F. (2015). Kinematics of Cretaceous subduction and exhumation in the western Rhodope (Chalkidiki block). *Tectonophysics*, 665, 218–235. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.09.034
- Lachet, C., & Bard, P. Y. (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique. *Journal of Physics of the Earth*, 42(5), 377–397. https://doi.org/10.4294/jpe1952.42.377
- Lachet, C., Hatzfeld, D., Bard, P. Y., Theodulidis, N., Papaioannou, C., & Savvaidis, A. (1996). Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece) comparison of different approaches. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(6), 1692–1703.
- Lacoss, R. T., Kelly, E. J., & Toksöz, M. N. (1969). Estimation of seismic noise structure using arrays. *Geophysics*, 34(1), 21–38. https://doi.org/10.1190/1.1439995
- Langston, C. A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, 84(9), 4749–4762.
- Langston, C. A., Bodin, P., Powell, C., Withers, M., Horton, S., & Mooney, W. (2005). Bulk sediment Qp and Qs in the Mississippi embayment, central United States. Bulletin of the Seismological Society of America, 95(6), 2162–2179. https://doi.org/10.1785/0120050047
- Larose, E., Derode, A., Campillo, M., & Fink, M. (2004). Imaging from one-bit correlations of wideband diffuse wave fields. *Journal of Applied Physics*, 95(12), 8393–8399. https://doi.org/10.1063/1.1739529
- Larose, E., Margerin, L., Derode, A., van Tiggelen, B., Campillo, M., Shapiro, N., Paul, A., Stehly, L., & Tanter, M. (2006). Correlation of random wavefields: An interdisciplinary review. *Geophysics*, 71(4), 10–21. https://doi.org/10.1190/1.2213356
- Layadi, K., Semmane, F., & Yelles-Chaouche, A. (2018). S-wave velocity structure of Chlef City, Algeria, by inversion of Rayleigh wave ellipticity. *Near Surface Geophysics*, 16(3), 328–339. https://doi.org/10.3997/1873-0604.2018011

- Lermo, J., & Chavez-Garcia, F. J. (1994). Are microtremors useful in site response evaluation? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(5), 1350–1364. https://doi.org/10.1016/0148-9062(95)93340-u
- Lermo, J., & Chavez-Garcia, F. J. (1993). Site effect evaluation using spectral rations with only one station. Bulletin of the Seismological Society of America, 83(5), 1574– 1594.
- Levenberg, K. (1944). A method for the solution of certain non-linear problems in least squares. *Quarterly of Applied Mathematics*, 2(2), 164–168.
- Li, G., Chen, H., Niu, F., Guo, Z., Yang, Y., & Xie, J. (2016). Measurement of Rayleigh wave ellipticity and its application to the joint inversion of high-resolution S wave velocity structure beneath northeast China. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121, 864–880. https://doi.org/10.1002/2015JB012608.Received
- Li, L. (2018). Understanding seismic body waves retrieved from noise correlations: Toward a passive deep Earth imaging. PhD Thesis, Université Grenoble Alpes.
- Lin, F. C., Li, D., Clayton, R. W., & Hollis, D. (2013). High-resolution 3D shallow crustal structure in Long Beach, California: Application of ambient noise tomography on a dense seismic array. *Geophysics*, 78(4), 45–56. https://doi.org/10.1190/geo2012-0453.1
- Lin, F. C., Moschetti, M. P., & Ritzwoller, M. H. (2008). Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps. *Geophysical Journal International*, 173(1), 281–298. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03720.x
- Lin, F. C., Ritzwoller, M. H., Townend, J., Bannister, S., & Savage, M. K. (2007). Ambient noise Rayleigh wave tomography of New Zealand. *Geophysical Journal International*, 170(2), 649–666. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03414.x
- Lin, F. C., Tsai, V. C., & Schmandt, B. (2014). 3-D crustal structure of the western United States: Application of Rayleigh-wave ellipticity extracted from noise cross-correlations. *Geophysical Journal International*, 198(2), 656–670. https://doi.org/10.1093/gji/ggu160
- Lobkis, O. I., & Weaver, R. L. (2001). On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 110(6), 3011–3017. https://doi.org/10.1121/1.1417528
- Lontsi, A. M., Ohrnberger, M., & Krüger, F. (2016). Shear wave velocity profile estimation by integrated analysis of active and passive seismic data from small aperture arrays. *Journal of Applied Geophysics*, 130(April), 37–52. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.03.034
- Lontsi, A. M., Sánchez-Sesma, F. J., Molina-Villegas, J. C., Ohrnberger, M., & Krüger, F. (2015). Full microtremor H/V(z,f) inversion for shallow subsurface characterization. *Geophysical Journal International*, 202(1), 298–312. https://doi.org/10.1093/gji/ggv132
- Lozano, L., Herraiz, M., & Singh, S. K. (2008). Site effect study in central Mexico using H/V and SSR techniques: Independence of seismic site effects on source characteristics. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 29(3), 504–516. https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2008.05.009
- Ma, Y., Clayton, R. W., Tsai, V. C., & Zhan, Z. (2013). Locating a scatterer in the active

Βιβλιογραφία - Αναφορές

volcanic area of southern Peru from ambient noise cross-correlation. *Geophysical Journal International*, 192(3), 1332–1341. https://doi.org/10.1093/gji/ggs103

- Malcolm, A. E., Scales, J. A., & van Tiggelen, B. A. (2004). Extracting the Green function from diffuse, equipartitioned waves. *Physical Review E - Statistical Physics, Plasmas, Fluids, and Related Interdisciplinary Topics, 70*(1). https://doi.org/10.1103/PhysRevE.70.015601
- Manakou, M. V., Raptakis, D. G., Chávez-García, F. J., Apostolidis, P. I., & Pitilakis, K. D. (2010). 3D soil structure of the Mygdonian basin for site response analysis. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 30(11), 1198–1211. https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2010.04.027
- Maranò, S., Hobiger, M., & Fäh, D. (2017). Retrieval of Rayleigh wave ellipticity from ambient vibration recordings. *Geophysical Journal International*, 209(1), 334–352. https://doi.org/10.1093/gji/ggx014
- Maresca, R., Castellano, M., De Matteis, R., Saccorotti, G., & Vaccariello, P. (2003). Local site effects in the town of Benevento (Italy) from noise measurements. *Pure and Applied Geophysics*, 160(9), 1745–1764. https://doi.org/10.1007/s00024-003-2376-2
- Maresca, R., Galluzzo, D., & Del Pezzo, E. (2006). H/V spectral ratios and array techniques applied to ambient noise recorded in the Colfiorito Basin, central Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(2), 490–505. https://doi.org/10.1785/0120050057
- Marquardt, D. (1963). An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics*, 11(2), 431–441.
- Martínez-Pagán, P., Navarro, M., Pérez-Cuevas, J., Alcalá, F. J., García-Jerez, A., & Vidal, F. (2018). Shear-wave velocity structure from MASW and SPAC methods: The case of Adra town, SE Spain. *Near Surface Geophysics*, 16(3), 356– 371. https://doi.org/10.3997/1873-0604.2018012
- McNamara, D. E., & Buland, R. P. (2004). Ambiente noise levels in the continental United States. Bulletin of the Seismological Society of America, 94(4), 1517–1527. https://doi.org/10.1785/012003001
- Meinhold, G., & Kostopoulos, D. K. (2013). The Circum-Rhodope Belt, northern Greece: Age, provenance, and tectonic setting. *Tectonophysics*, 595–596, 55–68. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.03.034
- Menke, W. (2012). Geophysical data analysis: Discrete inverse theory. Academic Press.
- Metropolis, N., & Ulam, S. (1949). The Monte Carlo method. *Journal of the American Statistical Association*, 44(247), 335–341.
- Michelini, A., & McEvilly, T. V. (1991). Seismological studies at Parkfield. I. Simultaneous inversion for velocity structure and hypocenters using cubic Bsplines parameterization. Bulletin of the Seismological Society of America, 81(2), 524–552.
- Moczo, P., Kristek, J., & Halada, L. (2000). 3D fourth-order staggered-grid finitedifference schemes: Stability and grid dispersion. Bulletin of the Seismological Society of America, 90(3), 587–603. https://doi.org/10.1785/0119990119

Moczo, P., & Kristek, J. (2002). FD code to generate noise synthetic, SESAME European research program, Deliverable D02.09 (Issue April).

Ψηφιακή συλλογή

- Moczo, P., Kristek, J., Vavryčuk, V., Archuleta, R. J., & Halada, L. (2002). 3D heterogeneous staggered-grid finite-difference modeling of seismic motion with volume harmonic and arithmetic averaging of elastic moduli and densities. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(8), 3042–3066. https://doi.org/10.1785/0120010167
- Mordret, A., Landés, M., Shapiro, N. M., Singh, S. C., Roux, P., & Barkved, O. I. (2013). Near-surface study at the valhall oil field from ambient noise surface wave tomography. *Geophysical Journal International*, 193(3), 1627–1643. https://doi.org/10.1093/gji/ggt061
- Mordret, A., Rivet, D., Landès, M., & Shapiro, N. M. (2015). Three-dimensional shear velocity anisotropic model of Piton de la Fournaise Volcano (La Réunion Island) from ambient seismic noise. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120, 406–427. https://doi.org/10.1002/2014JB011654
- Moschetti, M. P., Ritzwoller, M. H., & Shapiro, N. M. (2007). Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh wave group velocity maps. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 8*(8). https://doi.org/10.1029/2007GC001655
- Mosegaard, K., & Tarantola, A. (1995). Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems. *Journal of Geophysical Research*, 100(B7), 431–447. https://doi.org/10.1029/94jb03097
- Mucciarelli, M., & Monachesi, G. (1999). The Bovec (Slovenia) earthquake, April 1998: Preliminary quantitative association among damage, ground motion amplification and building frequencies. *Journal of Earthquake Engineering*, 3(3), 317–327. https://doi.org/10.1080/13632469909350349
- Mulargia, F. (2012). The seismic noise wavefield is not diffuse. *The Journal of the Acoustical Society of America, 131*(4), 2853–2858. https://doi.org/10.1121/1.3689551
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. In *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute* (Vol. 30, pp. 25–33).
- Nakamura, Y. (1996). Real-Time information systems for hazards mitigation. 11th World Conference on Earthquake Engineering, 23-28 June, Acapulco, Mexico.
- Nakamura, Y. (2000). Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. *12th World Conference on Earthquake Engineering, 30 January 4 February, Auckland, New Zeland.*
- Navarro, M., García-Jerez, A., Alcalá, F. J., Vidal, F., & Enomoto, T. (2013). Local site effect microzonation of Lorca town (SE Spain). Bulletin of Earthquake Engineering, 12(5), 1933–1959. https://doi.org/10.1007/s10518-013-9491-y
- Nguyen, F., Van Rompaey, G., Teerlynck, H., Van Camp, M., Jongmans, D., & Camelbeeck, T. (2004). Use of microtremor measurement for assessing site effects in Northern Belgium Interpretation of the observed intensity during the Ms = 5.0 June 11 1938 earthquake. *Journal of Seismology*, 8(1), 41–56. https://doi.org/10.1023/B:JOSE.0000009498.84531.71

Nogoshi, M., & Igarashi, T. (1971). On the amplitude characteristics of microtremor (Part 2). *Journal of the Seismological Society of Japan*, 24(1), 26–40.

- Nunziata, C., De Nisco, G., & Panza, G. F. (2009). S-waves profiles from noise cross correlation at small scale. *Engineering Geology*, 105(3-4), 161–170. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2009.01.005
- Obermann, A., Lupi, M., Mordret, A., Jakobsdóttir, S. S., & Miller, S. A. (2016). 3Dambient noise Rayleigh wave tomography of Snæfellsjökull volcano, Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 317, 42–52. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.02.013
- Ohori, M., Nobata, A., & Wakamatsu, K. (2002). A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(6), 2323–2332.
- Ohrnberger, M., Schissele, E., Cornou, C., Bonnefoy-claudet, S., Wathelet, M., Savvaidis, A., Scherbaum, F., & Jongmans, D. (2004). Frequency wavenumber and spatial autocorrelation methods for dispersion curve determination from ambient vibration recordings. 13th World Conference on Earthquake Engineering, 1-6 August, Vancouver, Canada.
- Okada, H. (2003). *The Microtremor Survey Method* (K. Suto (ed.)). Society of Exploration Geophysicists. https://doi.org/10.1190/1.9781560801740
- Panou, A. A., Theodulidis, N. P., Hatzidimitriou, P. M., Savvaidis, A. S., & Papazachos, C. B. (2005). Reliability of ambient noise horizontal-to-vertical spectral ratio in urban environments: The case of Thessaloniki city (Northern Greece). *Pure and Applied Geophysics*, 162(5), 891–912. https://doi.org/10.1007/s00024-004-2647-6
- Panou, A. A., Theodulidis, N., Hatzidimitriou, P., Stylianidis, K., & Papazachos, C. B. (2005). Ambient noise horizontal-to-vertical spectral ratio in site effects estimation and correlation with seismic damage distribution in urban environment: The case of the city of Thessaloniki (Northern Greece). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 25(4), 261–274. https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2005.02.004
- Papadopoulos, I., Papazachos, C., Savvaidis, A., Theodoulidis, N., & Vallianatos, F. (2017). Seismic microzonation of the broader Chania basin area (Southern Greece) from the joint evaluation of ambient noise and earthquake recordings. Bulletin of Earthquake Engineering, 15(3), 861–888. https://doi.org/10.1007/s10518-016-0019-0
- Papazachos, B., Mountrakis, D., Psilovikos, A., & Leventakis, G. (1979). Surface fault traces and fault plane solutions of the May-June 1978 major shocks in the Thessaloniki area, Greece. *Tectonophysics*, *53*, 171–183.
- Paradisopoulou, P. M., Karakostas, V. G., Papadimitriou, E. E., Tranos, M. D., Papazachos, C. B., & Karakaisis, G. F. (2006). Microearthquake study of the broader Thessaloniki area (Northern Greece). *Annals of Geophysics*, 49(4–5), 1081–1093. https://doi.org/10.4401/ag-3112
- Park, C. B., Miller, R. D., & Xia, J. (1999). Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics*, 64(3), 800–808. https://doi.org/10.1190/1.1444590

Parolai, S., Picozzi, M., Richwalski, S. M., & Milkereit, C. (2005). Joint inversion of

Ψηφιακή συλλογή

phase velocity dispersion and H/V ratio curves from seismic noise recordings using a genetic algorithm, considering higher modes. *Geophysical Research Letters*, 32(1), 1–4. https://doi.org/10.1029/2004GL021115

- Pastén, C., Sáez, M., Ruiz, S., Leyton, F., Salomón, J., & Poli, P. (2016). Deep characterization of the Santiago Basin using HVSR and cross-correlation of ambient seismic noise. *Engineering Geology*, 201, 57–66. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2015.12.021
- Pawlak, A., Eaton, D. W., Bastow, I. D., Kendall, J. M., Helffrich, G., Wookey, J., & Snyder, D. (2011). Crustal structure beneath Hudson Bay from ambient-noise tomography: Implications for basin formation. *Geophysical Journal International*, 184(1), 65–82. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04828.x
- Perron, V., Gélis, C., Froment, B., Hollender, F., Bard, P. Y., Cultrera, G., & Cushing, E. M. (2018). Can broad-band earthquake site responses be predicted by the ambient noise spectral ratio? Insight from observations at two sedimentary basins. *Geophysical Journal International*, 215(2), 1442–1454. https://doi.org/10.1093/GJI/GGY355
- Peterson, J. (1993). Observations and modeling of seismic background noise. In Open-
File Report 93-322, U.S. Geological Survey.
https://doi.org/10.1785/gssrl.79.2.194
- Picozzi, M., Parolai, S., Bindi, D., & Strollo, A. (2009). Characterization of shallow geology by high-frequency seismic noise tomography. *Geophysical Journal International*, 176(1), 164–174. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03966.x
- Picozzi, M., Parolai, S., & Richwalski, S. M. (2005). Joint inversion of H/V ratios and dispersion curves from seismic noise: Estimating the S-wave velocity of bedrock. *Geophysical Research Letters*, 32(11), 1–4. https://doi.org/10.1029/2005GL022878
- Picozzi, M., & Albarello, D. (2007). Combining genetic and linearized algorithms for a two-step joint inversion of Rayleigh wave dispersion and H/V spectral ratio curves. *Geophysical Journal International*, 169(1), 189–200. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03282.x
- Pilz, M., & Parolai, S. (2014). Statistical properties of the seismic noise field: Influence of soil heterogeneities. *Geophysical Journal International*, 199(1), 430–440. https://doi.org/10.1093/gji/ggu273
- Pilz, M., Parolai, S., Picozzi, M., & Bindi, D. (2012). Three-dimensional shear wave velocity imaging by ambient seismic noise tomography. *Geophysical Journal International*, 189(1), 501–512. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05340.x
- Pilz, M., Parolai, S., Picozzi, M., Wang, R., Leyton, F., Campos, J., & Zschau, J. (2010). Shear wave velocity model of the Santiago de Chile basin derived from ambient noise measurements: A comparison of proxies for seismic site conditions and amplification. *Geophysical Journal International*, 182(1), 355–367. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04613.x
- Pilz, M., Parolai, S., Stupazzini, M., Paolucci, R., & Zschau, J. (2011). Modelling basin effects on earthquake ground motion in the Santiago de Chile basin by a spectral element code. *Geophysical Journal International*, 187(2), 929–945. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05183.x

- Pilz, M., Parolai, S., & Woith, H. (2017). A 3-D algorithm based on the combined inversion of Rayleigh and Love waves for imaging and monitoring of shallow structures. *Geophysical Journal International*, 209(1), 152–166. https://doi.org/10.1093/gji/ggx005
- Pitilakis, K., Roumelioti, Z., Raptakis, D., Manakou, M., Liakakis, K., Anastasiadis, A., & Pitilakis, D. (2013). The EUROSEISTEST strong-motion database and web portal. *Seismological Research Letters*, 84(5), 796–804. https://doi.org/10.1785/0220130030
- Poggi, V., Fäh, D., Burjanek, J., & Giardini, D. (2012). The use of Rayleigh-wave ellipticity for site-specific hazard assessment and microzonation: Application to the city of Lucerne, Switzerland. *Geophysical Journal International*, 188(3), 1154– 1172. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05305.x
- Pyle, M. L., Koper, K. D., Euler, G. G., & Burlacu, R. (2015). Location of highfrequency P wave microseismic noise in the Pacific Ocean using multiple small aperture arrays. *Geophysical Research Letters*, 42(8), 2700–2708. https://doi.org/10.1002/2015GL063530
- Renalier, F., Jongmans, D., Campillo, M., & Bard, P. Y. (2010). Shear wave velocity imaging of the Avignonet landslide (France) using ambient noise cross correlation. *Journal of Geophysical Research*, 115. https://doi.org/10.1029/2009JF001538
- Rickett, J., & Claerbout, J. (1999). Acoustic daylight imaging via spectral factorization: Helioseismology and reservoir monitoring. *The Leading Edge*, 957–960. https://doi.org/10.1190/1.1820854
- Roux, P., & Kuperman, W. A., & the NPAL Group (2004). Extracting coherent wave fronts from acoustic ambient noise in the ocean. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 116(4), 1995–2003. https://doi.org/10.1121/1.1797754
- Roux, P., Sabra, K. G., Kuperman, W. A., & Roux, A. (2005). Ambient noise cross correlation in free space: Theoretical approach. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 117(1), 79–84. https://doi.org/10.1121/1.1830673
- Sabra, K. G., Roux, P., & Kuperman, W. A. (2005). Arrival-time structure of the timeaveraged ambient noise cross-correlation function in an oceanic waveguide. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 117(1), 164–174. https://doi.org/10.1121/1.1835507
- Sambridge, M. (1999). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm II. Appraising the ensemble. *Geophysical Journal International*, 138(2), 479–494. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00876.x
- Sambridge, M. (1999). Geophysical inversion with a neighbourhood algorith-I. Searching a parameter space. *Geophysical Journal International*, 138(2), 479–494.
- Sánchez-Sesma, F. J., Rodríguez, M., Iturrarán-Viveros, U., Luzón, F., Campillo, M., Margerin, L., García-Jerez, A., Suarez, M., Santoyo, M. A., & Rodríguez-Castellanos, A. (2011). A theory for microtremor H/V spectral ratio: Application for a layered medium. *Geophysical Journal International*, 186(1), 221– 225. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05064.x
- Saygin, E., & Kennett, B. L. N. (2010). Ambient seismic noise tomography of Australian continent. *Tectonophysics*, 481(1-4), 116-125.

Ψηφιακή συλλογή

https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.11.013

- Scherbaum, F., Hinzen, K. G., & Ohrnberger, M. (2003). Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne, Germany area using ambient vibrations. *Geophysical Journal International*, 152(3), 597–612. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01856.x
- Seht, M. I. Von, & Wohlenberg, J. (1999). Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. Bulletin of the Seismological Society of America, 89(1), 250–259.
- Sens-Schönfelder, C., & Wegler, U. (2006). Passive image interferemetry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia. *Geophysical Research Letters*, 33(21), 1–5. https://doi.org/10.1029/2006GL027797
- Shapiro, N. M., & Campillo, M. (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 31(7), 8–11. https://doi.org/10.1029/2004GL019491
- Shapiro, N., Campillo, M., Stehly, L., & Ritzwoller, M. H. (2005). High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307, 1615–1618. https://doi.org/10.1126/science.1108339
- Shirzad, T., Shomali, Z. H., Naghavi, M., & Norouzi, R. (2015). Near-surface Vs structure by inversion of surface wave estimated from ambient seismic noise. *Near Surface Geophysics*, 13(5), 447–453. https://doi.org/10.3997/1873-0604.2015031
- Skarlatoudis, A. A., Papazachos, C. B., Theodoulidis, N., Kristek, J., & Moczo, P. (2010). Local site-effects for the city of Thessaloniki (N. Greece) using a 3-D finite-difference method: A case of complex dependence on source and model parameters. *Geophysical Journal International*, 182(1), 279–298. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04606.x
- Smerzini, C., Pitilakis, K., & Hashemi, K. (2017). Evaluation of earthquake ground motion and site effects in the Thessaloniki urban area by 3D finite-fault numerical simulations. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 15(3), 787–812. https://doi.org/10.1007/s10518-016-9977-5
- Snieder, R. (2004). Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase. *Physical Review E - Statistical Physics, Plasmas, Fluids, and Related Interdisciplinary Topics, 69*(4). https://doi.org/10.1103/PhysRevE.69.046610
- Soupios, P. M., Papazachos, C. B., Juhlin, C., & Tsokas, G. N. (2001). Nonlinear 3-D traveltime inversion of crosshole data with an application in the area of the Middle Ural Mountains. *Geophysics*, 66(2), 627–636. https://doi.org/10.1190/1.1444953
- Stehly, L., Campillo, M., & Shapiro, N. M. (2006). A study of the seismic noise from its long-range correlation properties. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(10), 1–12. https://doi.org/10.1029/2005JB004237
- Steidl, J., Tumarkin, A., & Archuleta, R. J. (1996). What is a reference? Bulletin of the Seismological Society of America, 86(6), 1733–1748. https://doi.org/10.1007/s00163-017-0270-7
- Steim, J. M. (2015). Theory and Observations Instrumentation for Global and

Regional Seismology. In *Treatise on Geophysics: Second Edition* (Vol. 1). Elsevier B.V. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00023-3

- Stein, S., & Wysession, M. (2003). An introduction to seismology, earthquakes and earth structure. Blackwell Publishing.
- Tamura, J., & Okada, T. (2016). Ambient noise tomography in the Naruko/Onikobe volcanic area, NE Japan: Implications for geofluids and seismic activity. *Earth, Planets and Space, 68*(5). https://doi.org/10.1186/s40623-016-0380-x
- Tanimoto, T., Hadziioannou, C., Igel, H., Wassermann, J., Schreiber, U., Gebauer, A., & Chow, B. (2016). Seasonal variations in the Rayleigh-to-Love wave ratio in the secondary microseism from colocated ring laser and seismograph. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121, 2447–2459. https://doi.org/10.1002/2015JB012608.Received
- Tarantola, A. (2005). *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*. Society for Industrial and Applied Mathematics.
- Teves-Costa, P., Senos, M. L., & Oliveira, C. (2004). Correlation between damge distribution and soil behaviour estimated with ambient vibrations. 13th World Conference on Earthquake Engineering, 1-6 August, Vancouver, Canada.
- Thomson, W. T. (1950). Transmission of elastic waves through a stratified solid medium. *Journal of Applied Physics*, 21(2), 89–93. https://doi.org/10.1063/1.1699629
- Thurber, C. H., & Kissling, E. (2000). Advances in travel-time calculations for threedimensional structures (C.H. Thurber & N. Rabinowitz (eds.); Issue Advances in Seismic Event Location). Kluwer Academic Publishers. https://doi.org/10.1007/978-94-015-9536-0_4
- Tokimatsu, K. (1997). Geotechnical site characterization using surface waves. *Earthquake Geotechnical Engineering*, 1333–1368.
- Toksöz, M. N., & Lacoss, R. T. (1968). Microseisms: Mode structure and sources. *Science*, 159(3817), 872–873. https://doi.org/10.1126/science.159.3817.872
- Toomey, D. R., & Foulger, G. R. (1989). Tomographic inversion of local earthquake data from the Hengill-Grensdalur central volcano complex, Iceland. *Journal of Geophysical Research*, 94(B12), 17497–17510.
- Toshinawa, T., Taber, J. J., & Berrill, J. B. (1997). Distribution of ground-motion intensity inferred from questionnaire survey, earthquake recordings, and microtremor measurements A case study in Christchurch, New Zealand, during the 1994 Arthurs Pass Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(2), 356–369.
- Tranos, M. D., Papadimitriou, E. E., & Kilias, A. A. (2003). Thessaloniki Gerakarou Fault Zone (TGFZ): The western extension of the 1978 Thessaloniki earthquake fault (Northern Greece) and seismic hazard assessment. *Journal of Structural Geology*, 25(12), 2109–2123. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00071-3
- Tuan, T. T., Vinh, P. C., Ohrnberger, M., Malischewsky, P., & Aoudia, A. (2016). An improved formula of fundamental resonance frequency of a layered half-space model used in H/V ratio technique. *Pure and Applied Geophysics*, 173(8), 2803– 2812. https://doi.org/10.1007/s00024-016-1313-0

- Ullah, I., Prado, R. L., & Lisa, M. (2017). Single-station ellipticity retrieval and its joint inversion with dispersion curve, for a borehole test site. *Arabian Journal of Geosciences*, 10(14), 1–12. https://doi.org/10.1007/s12517-017-3106-x
- Vamvakaris, D. A., Papazachos, C. B., Karagianni, E. E., Scordilis, E. M., & Hatzidimitriou, P. M. (2006). Small-scale spatial variation of the stress field in the back-arc Aegean area: Results from the seismotectonic study of the broader area of Mygdonia basin (N. Greece). *Tectonophysics*, 417(3-4), 249–267. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.01.007
- Wapenaar, K., Thorbecke, J., & Draganov, D. (2004). Relations between reflection and transmission responses of three-dimensional inhomogeneous media. *Geophysical Journal International*, 156(2), 179–194. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2003.02152.x
- Wathelet, M. (2005). *Array recordings of ambient vibrations: Surface-wave inversion*. Liège University, Belgium.
- Wathelet, M. (2008). An improved neighborhood algorithm: Parameter conditions and dynamic scaling. *Geophysical Research Letters*, 35(9). https://doi.org/10.1029/2008GL033256
- Wathelet, M., Jongmans, D., & Ohrnberger, M. (2005). Direct inversion of spatial autocorrelation curves with the neighborhood algorithm. Bulletin of the Seismological Society of America, 95(5), 1787–1800. https://doi.org/10.1785/0120040220
- Wathelet, M., Jongmans, D., Ohrnberger, M., & Bonnefoy-Claudet, S. (2008). Array performances for ambient vibrations on a shallow structure and consequences over Vs inversion. *Journal of Seismology*, 12(1), 1–19. https://doi.org/10.1007/s10950-007-9067-x
- Weaver, R. L., & Lobkis, O. I. (2003). Elastic wave thermal fluctuations, ultrasonic waveforms by correlation of thermal phonons. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 113(5), 2611–2621. https://doi.org/10.1121/1.1564017
- Weaver, R. L., & Lobkis, O. I. (2004). Diffuse fields in open systems and the emergence of the Green's function (L). *The Journal of the Acoustical Society of America*, 116(5), 2731–2734. https://doi.org/10.1121/1.1810232
- Yamamoto, H. (2000). Estimation of shallow S-wave velocity structures from phase velocities of Love -and Rayleigh- waves in microtremors. 12th World Conference on Earthquake Engineering, Auckland, New Zealand.
- Yamanaka, H., Takemura, M., Ishida, H., & Niwa, M. (1994). Characteristics of longperiod microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(6), 1831–1841. https://doi.org/10.1016/0148-9062(95)99176-x
- Yang, Y., & Ritzwoller, M. H. (2008). Teleseismic surface wave tomography in the western U.S. using the transportable array component of USArray. *Geophysical Research Letters*, 35(4). https://doi.org/10.1029/2007GL032278
- Yang, Y., Ritzwoller, M. H., Levshin, A. L., & Shapiro, N. M. (2007). Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe. *Geophysical Journal International*, 168(1), 259–274. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03203.x
- Yang, Y., Ritzwoller, M. H., Lin, F. C., Moschetti, M. P., & Shapiro, N. M. (2008).

Structure of the crust and uppermost mantle beneath the western United States revealed by ambient noise and earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(12). https://doi.org/10.1029/2008JB005833

- Yao, H., van der Hilst, R. D., & de Hoop, M. V. (2006). Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis I. Phase velocity maps. *Geophysical Journal International*, 166(2), 732–744. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03028.x
- Yilmaz, Ö. (2001). *Seismic data analysis: Vol. I* (S. Doherty (ed.); Issue 10). Society of Exploration Geophysicists.
- Zheng, S., Sun, X., Song, X., Yang, Y., & Ritzwoller, M. H. (2008). Surface wave tomography of China from ambient seismic noise correlation. *Geochemistry*, *Geophysics*, *Geosystems*, 9(5), 1–8. https://doi.org/10.1029/2008GC001981
- Zigone, D., Ben-Zion, Y., Lehujeur, M., Campillo, M., Hillers, G., & Vernon, F. L. (2019). Imaging subsurface structures in the San Jacinto fault zone with high-frequency noise recorded by dense linear arrays. *Geophysical Journal International*, 217(2), 879–893. https://doi.org/10.1093/gji/ggz069
- Ζερβοπούλου, Ά. (2010). Νεοτεκτονικά ρήγματα της ευρύτερης περιοχής της Θεσσαλονίκης σε σχέση με τα εδάφη θεμελίωσης. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης (Α.Π.Θ.).
- Κατριβάνος, Ε. (2017). Η γεωλογική δομή η κινηματική της παραμόρφωσης και η γεωτεκτονική εξέλιξη των ορεινών όγκων Πάικου και Τζένας (Κεντρική Μακεδονία). Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης (Α.Π.Θ.).
- Λεβεντάκης, Γ.-Α. (2003). Μικροζωνική μελέτη της πόλης της Θεσσαλονίκης. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης (Α.Π.Θ.).
- Μουντράκης, Δ. (2010). Γεωλογία της Ελλάδας. University Studio Press.
- Οικονόμου, Δ. (2017). Συμβολή στη συνδυαστική εφαρμογή σεισμικών και γεωηλεκτρικών τομογραφικών μεθόδων. Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδικευσης, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης (Α.Π.Θ.).
- Πιτιλάκης, Κ., Αναστασιάδης, Α., Ραπτάκης, Δ., Αποστολίδης, Π., & Μάργαρης, Β. (2004). Μελέτη σεισμικής επικινδυνότητας και προσδιορισμός των παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης σχεδιασμού κατά μήκος του άξονα χάραξης του Μετρό Θεσσαλονίκης, Τεχνική Έκθεση.
- Σαπουντζής, Η. (1969). Πετρογραφία και γεωλογική τοποθέτισις των πράσινων γνεύσιων της Θεσσαλονίκης. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης (Α.Π.Θ.).
- Σκορδύλης, Ε. (1985). Μικροσεισμική μελέτη της Σερβομακεδονικής ζώνης και των γύρω περιοχών. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης (Α.Π.Θ.).
- Συρίδης, Γ. (1990). Λιθοστρωματογραφική, βιοστρωματογραφική και παλαιογεωγραφική μελέτη των Νεογενών – Τεταρτογενών ιζηματογενών σχηματισμών της χερσονήσου Χαλκιδικής. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης (Α.Π.Θ.).